



# Debris-flow susceptibility assessment at the regional scale of the Southern French Alps

Mélanie Bertrand

## ► To cite this version:

Mélanie Bertrand. Debris-flow susceptibility assessment at the regional scale of the Southern French Alps. Geography. Ecole normale supérieure de lyon - ENS LYON, 2014. English. NNT : 2014ENSL0895 . tel-01022867

**HAL Id: tel-01022867**

**<https://theses.hal.science/tel-01022867>**

Submitted on 24 Nov 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ÉCOLE NORMALE SUPERIEURE DE LYON  
IRSTEA - UMR 5600  
ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES SOCIALES (ED 483)



## Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Lyon,  
délivré par l'École Normale Supérieure de Lyon  
Discipline : Géographie

**Mélanie BERTRAND**

## Approches régionales de la susceptibilité torrentielle dans les Alpes du Sud

Thèse soutenue le 20 mai 2014 à l'ENS de Lyon, devant le jury composé de :

M. Marco CAVALLI	National Research Council (CNR) - Research Institute for Geo-Hydrological Protection (IRPI), Italy	Examinateur
M <sup>me</sup> Laurence HUBERT-MOY	Professeure, Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique (UMR 6554 LETG-Rennes Costel), Université Rennes 2	Examinatrice
M. Franck LAVIGNE	Professeur, Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591), UFR08, Université Paris 1-Panthéon- Sorbonne	Rapporteur
M. Frédéric LIEBAULT	Chercheur à IRSTEa, UR ETGR/ETNA, TR RIVAGE, Saint-Martin-d'Hères	Encadrant
M. Patrice MERIAUX	Chercheur à IRSTEa, UR OHAX, TR RIVAGE, Aix-en-Provence	Examinateur
M <sup>me</sup> Catherine MERING	Professeure, Pôle de Recherche pour l'Organisation et la Diffusion de l'Information Géographique (UMR8586 PRODIG), Université Paris-Diderot Paris 7	Rapporteuse
M. Hervé PIEGAY	Directeur de recherche CNRS au Laboratoire Environnement Ville Société (UMR 5600), Université de Lyon	Directeur





*A mes grand-mères*

## Remerciements

Mes remerciements vont d’abord à Hervé Piégay, mon directeur de thèse, pour son soutien, ses conseils et son enthousiasme. Merci à Frédéric Liébault, mon encadrant, très enthousiaste également, qui a su m’entraîner dans sa passion pour les processus torrentiels. Vous avez été tous deux très complémentaires et m’avez laissée beaucoup d’autonomie. En cela je vous remercie sincèrement.

Je remercie Catherine Méring et Franck Lavigne pour avoir accepté d’être les rapporteurs de ce travail. Merci à Laurence Hubert-Moy, Marco Cavalli et Patrice Mériaux également pour leur participation au jury de thèse. J’ajouterai une mention spéciale à Patrice qui a souvent été disponible pour valoriser mes travaux au sein du projet RHYTMME, lors de séminaire et avec qui nous avons beaucoup échangé lors de l’intégration des résultats de ma thèse sur la plateforme web co-construite avec MétéoFrance®. *Grazie a Marco Cavalli, i cui lavori sono stati per me un’importante fonte d’ispirazione* (Merci à la traduction de B. Belletti).

Rien n’aurait été possible sans les financements du projet PARAMount - UE Interreg Espace Alpine (« imProvedAccessibility : Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to mountainous hazards in a changing climate ») – et du projet Rhytmme – CPER Provence-Alpes-Côte d’Azur (« Risques HYdrométéorologiques en Territoires de Montagnes et MEditerranéens »). Je suis très fière d’avoir apporté ma contribution et d’avoir été associée à des projets de cette ampleur. Le projet SedAlp (Interreg Alpine Space) qui a démarré en septembre 2012, dans le prolongement de mes travaux, m’a également permis de participer à des séminaires et à des conférences de rayonnement international.

Je remercie mon école doctorale, l’ED483 et mon établissement d’inscription, l’ENS de Lyon. J’adresse des remerciements tout particulier pour les deux structures sur lesquelles j’ai été à cheval pendant ces trois ans (et demi) : l’Unité Mixte de Recherche 5600 (Environnement Ville Société) et l’IRSTEA de Grenoble (ETNA).

Je remercie l’Office National des Forêts, en particulier le service de Restauration des Terrains de Montagne, qui a fourni un travail très important dans le cadre du projet PARAMount.

Un grand merci à toutes les personnes avec qui j’ai pu avoir des échanges techniques intéressants : Lise Vaudor et Nicolas Eckert pour leurs conseils de statisticiens, Guillermo Castilla pour les discussions sur les procédures de segmentation des orthophotos, Bastiaan Notebaert et Loïc Grosprêtre, pour les échanges sur la délimitation des bassins versants. Merci également à Jean-Marc Tacnet, grâce à qui mes travaux ont trouvé une application directe (merci à ses stagiaires) dans le domaine des transports (projet PARAMount). Je tiens à remercier également toutes les personnes rencontrées en colloques et avec qui j’ai été ravie d’échanger durant les sessions de posters.

Merci également à toutes les personnes ayant participé aux comités de thèse : Dominique Laigle (IRSTEA - ETNA), Pierre Javelle et Patrice Mériaux (IRSTEA - OHAX), Kenji

Ose (UMR TETIS) dont les avis précieux ont guidé mon travail durant ces trois années.

Un grand merci à Karen Johnstone pour sa relecture de l'article sur la Drôme, qui en a grandement facilité la publication. Je tiens à remercier également S. Gregory, S. Hulse et O. Oetter qui m'ont sollicitée pour écrire leur chapitre dans l'ouvrage Carbonneau et Piégay (2012). Enfin je remercie les relecteurs anonymes pour leurs commentaires très pertinents qui ont aidé à améliorer les articles soumis au cours de cette thèse.

Enfin, j'ai une pensée pour les personnes qui m'ont encouragée tout au long de ce travail, ma famille, mes amis, mes collègues. Merci à tous !





# Sommaire – Contents

Remerciements .....	4
<b>Chapitre 1 Introduction</b>	<b>9</b>
1.1 Contexte géographique du terrain d'étude .....	14
1.2 Cadre conceptuel : la susceptibilité torrentielle .....	26
1.3 Contexte méthodologique .....	32
<b>Chapter 2 Debris-flow susceptibility of upland catchments</b>	<b>39</b>
2.1 Introduction .....	41
2.2 Material and methods .....	42
2.3 Results .....	46
2.4 Discussion and conclusion .....	53
<b>Chapter 3 Hillslope erosion mapping from multi-resolution and multi-sources remote sensing data: application in the Southern French Alps</b>	<b>57</b>
3.1 Introduction .....	59
3.2 Study area .....	62
3.3 Method .....	63
3.4 Results .....	70
3.5 Discussion .....	73
3.6 Conclusion .....	79
<b>Chapter 4 GIS application of debris-flow susceptibility assessment within the Southern French Alps</b>	<b>81</b>
4.1 Introduction .....	84
4.2 Material and method .....	85
4.3 Results .....	100
4.4 Validity of the predicted debris-flow susceptibility .....	114
4.5 Methodological limitations and perspectives .....	115
4.6 Conclusion .....	117
<b>Chapitre 5 Synthèse et perspectives</b>	<b>119</b>
5.1 Prédispositions à la susceptibilité torrentielle .....	120
5.2 Influence des facteurs climatiques sur le déclenchement des laves torrentielles ..	131
<b>Chapitre 6 Conclusions générales</b>	<b>139</b>
<b>Chapter 7 Publications and scientific valorization</b>	<b>143</b>
<b>Références bibliographiques</b>	<b>145</b>
<b>Liste des tableaux / List of tables</b>	<b>157</b>
<b>Liste des figures / List of figures</b>	<b>159</b>



# Chapitre 1

## Introduction

### Table des matières – Contents

---

<b>1.1 Contexte géographique du terrain d'étude</b>	<b>14</b>
1.1.1 Présentation générale des Alpes du Sud	14
1.1.2 Contexte morphostructural et géologique	16
1.1.3 Influences climatiques	20
1.1.4 Rivières torrentielles et torrents des Alpes du Sud : le réseau hydrographique étudié	21
1.1.5 Enjeux socio-économiques du territoire	24
<b>1.2 Cadre conceptuel : la susceptibilité torrentielle</b>	<b>26</b>
1.2.1 Définition et caractéristiques générales	26
1.2.2 Déclenchement des laves torrentielles	29
1.2.3 Propagation	30
1.2.4 Dépôts	31
<b>1.3 Contexte méthodologique</b>	<b>32</b>
1.3.1 Les données utilisées	33
1.3.1.1 Données spatialisées numériques	36
1.3.1.2 Données issues de la bibliographie	36
1.3.2 Les outils de traitement de l'information spatialisée	36
1.3.2.1 Les SIG comme outils de visualisation, d'intégration, de structuration, d'analyse et de communication des données géographiques	36
1.3.2.2 Le traitement des images	38

---



## Résumé

Ce premier chapitre expose le cadre géographique, conceptuel et méthodologique dans lequel s'inscrit ce travail. Les caractéristiques physiographiques, géologiques et climatiques des Alpes du Sud, où sont appliquées les différentes méthodologies développées, sont décrites dans les trois premières sections. Le réseau hydrographique étudié est ensuite brièvement présenté en lien avec ces différents éléments contextuels. Les vulnérabilités et les enjeux de ce territoire sont ensuite introduites.

Le cadre conceptuel est détaillé en quatre sections afin de présenter les caractéristiques générales des laves torrentielles, de rappeler les conditions nécessaires au déclenchement, à la propagation et au dépôt de ce type de processus.

Enfin, les deux dernières sections de ce chapitre introductif décrivent les données utilisées, ainsi que les différentes méthodologies géomatiques et statistiques qu'il est possible de mettre en œuvre.

## Abstract

This first chapter introduces the geographical context and the fundamental and methodological concepts in which this study falls within. Our study area is the Southern French Alps, in which the various methodologies we developed will be applied. This area will be presented in the first section through their topographical, geological and climatic features. The fluvial system studied will be introduced in relation with these contextual factors. Vulnerabilities and management challenges of this territory will close this first section.

The conceptual framework is detailed in four sections to present the main characteristics of debris flows, to list the needed conditions for the initiation, propagation, and deposition of this kind of process.

The last two sections of this introductory chapter describes the potentially useful data and the available geomatics, image analysis and statistical modelling methodologies for the processing of raw data which could be implemented.

---

## Introduction générale

Les territoires de montagne sont très souvent soumis aux aléas naturels, agissant parfois de manière combinée. La prise en compte des risques associés à ces aléas dans l'aménagement du territoire fait depuis longtemps l'objet de réglementations dans les Plans de Prévention des Risques, et de campagnes de communication à l'échelle nationale visant le grand public (<http://www.prim.net>). Ainsi, la problématique d'évaluation des aléas, particulièrement en montagne, a suscité de nombreuses études afin d'accroître la connaissance de ces phénomènes et de mieux savoir les prédire. De nombreux projets à l'échelle des régions vont dans ce sens. Des projets européens et inter-alpins (PARAMOUNT, RISKMAT, SEDALP, parmi tant d'autres) ont également été engagés pour la caractérisation et la prévention de ces aléas. Depuis quelques années, les études conduites visent aussi à caractériser les effets du changement climatique sur les aléas naturels afin de prédire leurs tendances et mieux étudier l'aggravation ou non des situations à risques (Prudent-Richard *et al.*, 2008). L'intégration de ces connaissances dans les analyses de risques est cruciale pour l'amélioration de leur gestion, aussi bien à long terme (aménagement durable du territoire, gestion préventive) qu'à très court terme (gestion de crise).

Les « laves torrentielles » se classent parmi les phénomènes les plus destructeurs, produisant le plus de dégâts et de victimes par rapport à leur emprise, à leur fréquence et à leur magnitude (Jakob et Hungr, 2005). Des efforts importants ont été engagés depuis plusieurs années pour délimiter à l'échelle locale les terrains susceptibles d'être affectés par ces écoulements, et pour identifier leurs conséquences (Lenzi *et al.*, 2011). Néanmoins, ces approches ne sont pas transposables aux échelles régionales. Appliquées aux phénomènes torrentiels, le développement de telles approches est aujourd'hui nécessaire. Une connaissance régionalisée de la susceptibilité à cet aléa est, en effet, indispensable pour mieux planifier l'organisation des secours en cas d'événements intenses, ainsi que pour réaliser des infrastructures efficaces (ouvrages de correction torrentielle, digues) pour lutter contre ce type d'événement.

Les apports sédimentaires provenant des laves torrentielles entraînent des modifications de la morphologie des lits des cours d'eau en aval (Miller et Benda, 2000). A l'échelle régionale, la mosaïque des styles fluviaux en est donc modifiée (Liébault *et al.*, 2010), entraînant également des changements dans la distribution des différents habitats aquatiques et terrestres (Bigelow *et al.*, 2007 ; Miller et Burnett, 2008). La gestion des milieux aquatiques nécessite là encore de se placer à une échelle plus large (Piégay et Schumm, 2005) afin de prévoir leur durabilité. La production de jeux de données à l'échelle régionale, et le développement des méthodologies associées est donc encore un enjeu important.

Dans les Alpes du Sud, l'aléa « laves torrentielles » est encore mal connu malgré les travaux des services de Restauration des Terrains en Montagne (RTM, <http://www.onf.fr>) dans ce domaine et notamment le référencement des événements et des dispositifs de protection dans une base de données, régulièrement mise à jour par les services et archivant tous les événements passés depuis plusieurs siècles. Les torrents susceptibles de déclencher

des laves torrentielles sont pour la plupart connus de ces services, dans les secteurs à forte vulnérabilité. Cependant, l'identification des processus et la prédiction de leur intensité ne sont pas envisageables à l'échelle régionale à partir du recollement de ces données partielles. Afin de limiter la vulnérabilité des territoires affectés par ces phénomènes, il est impératif de mieux identifier les sites les plus exposés aux écoulements torrentiels qu'il s'agisse de crues rapides ou de laves torrentielles.

## Problématique et plan du manuscrit de thèse

L'objet de cette thèse, au cœur de tous les développements méthodologiques qui vont suivre, est la susceptibilité torrentielle, c'est-à-dire non pas l'étude physique du phénomène de lave torrentielle en tant que tel, mais plutôt l'étude de sa probabilité d'occurrence spatiale à l'échelle régionale. Cette étude s'inscrit dans une branche de la géographie (physique) appelée géomorphologie fluviale, voire torrentielle, et n'a pas pour objet l'étude de la vulnérabilité des territoires des Alpes du Sud.

Cette thèse comporte également un volet opérationnel important (elle s'inscrit dans le cadre du projet RHYTMME, <http://rhytmme.irstea.fr/>), puisque ce travail a conduit à une restitution spatiale de la susceptibilité torrentielle, qui une fois croisée avec les forçages hydro-climatiques ou les enjeux, permettra de produire des cartes d'aide à la décision en matière de gestion du risque torrentiel (mise en pré-alerte, cartographie des infrastructures exposées aux phénomènes torrentiels). Ce projet RHYTMME repose sur l'implantation de radars de nouvelle génération dans les Alpes du Sud dans le but de mieux couvrir les zones de montagne ; ceci a pour but de constituer, à terme, une plateforme d'avertissement des aléas naturels liés aux précipitations, afin de permettre aux acteurs locaux d'anticiper les événements dangereux et de mieux prendre en compte les risques montagnards.

Les apports scientifiques de cette thèse portent ainsi sur le développement d'une méthodologie géomatique qui vise notamment à identifier, au sein du réseau hydrographique régional, les types d'écoulements torrentiels dominants (laves torrentielles et charriage) et à définir et hiérarchiser l'activité géomorphologique du réseau à partir d'indicateurs propres à chaque type d'écoulement.

Les méthodes utilisées pour répondre à cette question systémique et régionale sont à la fois statistiques et géomatiques. A ces échelles, il est en effet impossible d'extraire à moindre coût les variables d'entrée nécessaires aux approches mécanistes. La caractérisation de l'érosion torrentielle à large échelle ( $> 50 \text{ km}^2$ ) privilégie donc l'utilisation de modèles statistiques qui explorent la variabilité régionale des réponses torrentielles à partir du croisement d'inventaires phénoménologiques et de données à références spatiales (relief, géologie, occupation du sol). En géomorphologie, les méthodes géomatiques ont souvent montré leur pertinence pour la caractérisation physique des milieux (Carbonneau et Piégay, 2012). Ces méthodes présentent l'avantage de pouvoir être appliquées à des jeux de données spatialisées de grande taille, largement disponibles à l'heure actuelle.

Le travail de thèse s'intéresse plus particulièrement aux points suivants :

- 1) Les liens statistiques entre les différents indicateurs de bassin versant mesurables à une échelle régionale ont été exploités afin d'identifier les écoulements torrentiels dominants observés aux exutoires. Cette modélisation statistique s'appuie sur une compilation d'observations disponibles dans les Alpes et dans d'autres systèmes montagnards et permet de prédire les réponses torrentielles dominantes (laves torrentielles et charriage) à partir des indicateurs morphométriques identifiés comme les plus performants. Ceci fait l'objet du Chapitre 2 ;
- 2) Des méthodes de télédétection ont été mises en œuvre sur des images à haute-résolution (orthophotographies) pour caractériser la fourniture sédimentaire des bassins versants. Une cartographie des zones en érosion a été produite à une échelle régionale (Chapitre 3) ;
- 3) Une procédure géomatique d'extraction des indicateurs morphométriques susceptibles de contrôler l'activité torrentielle a été développée (Chapitre 2). Le but est de prédire les réponses torrentielles associées aux conditions morphométriques de chaque tronçon du réseau hydrographique des Alpes du Sud. La fourniture sédimentaire, second facteur de prédisposition, identifiée à large échelle grâce aux méthodes présentées dans le Chapitre 3, a été ensuite intégrée au potentiel morphométrique, afin d'identifier les tronçons susceptibles de déclencher et de propager des laves torrentielles. Ceci est développé dans le Chapitre 4 ;
- 4) Enfin le Chapitre 5 présente les perspectives de travail notamment pour la caractérisation des couplages hydro-sédimentaires, abordés à l'échelle des versants / chenaux afin d'identifier les zones en érosion réellement contributrices au réseau hydrographique. Leur variabilité spatiale pourrait être explorée comme *proxy* de l'activité torrentielle. Une autre perspective de travail est l'identification de seuils critiques pour le déclenchement de laves torrentielles à partir de l'analyse de la variabilité spatiale des facteurs climatiques, notamment des précipitations.

Les liens entre ces différents chapitres sont illustrés sur la Figure 1.1.

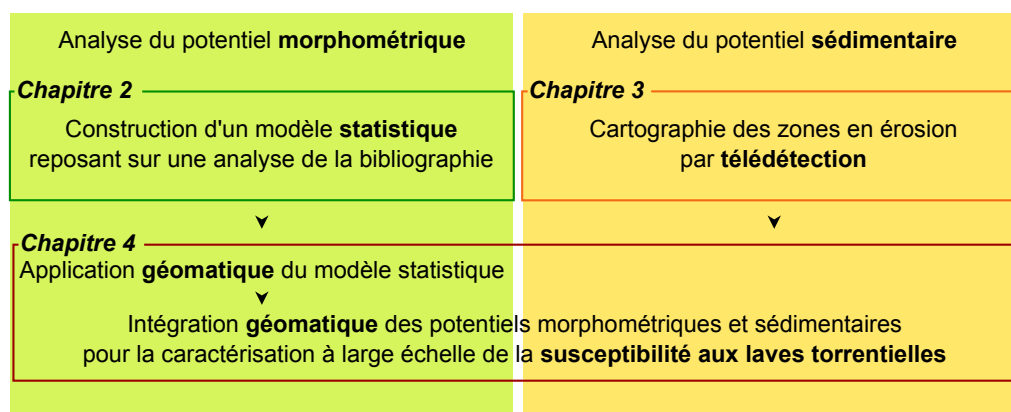


Figure 1.1 – Synthèse des objectifs et de leur organisation dans le manuscrit

## 1.1 Contexte géographique du terrain d'étude

### 1.1.1 Présentation générale des Alpes du Sud

Le terrain d'étude recouvre une grande partie des Alpes du Sud. Comme son nom l'indique, il s'agit de la partie la plus méridionale des Alpes françaises. La zone étudiée s'étend entre 43°28'N et 45°08'N de latitude et 5°30'E et 7°42'E de longitude. Les Alpes du Sud se différencient des Alpes du Nord (Figure 1.2) principalement par leur climat, caractérisé par une influence méditerranéenne forte (Meyzenq, 1984).

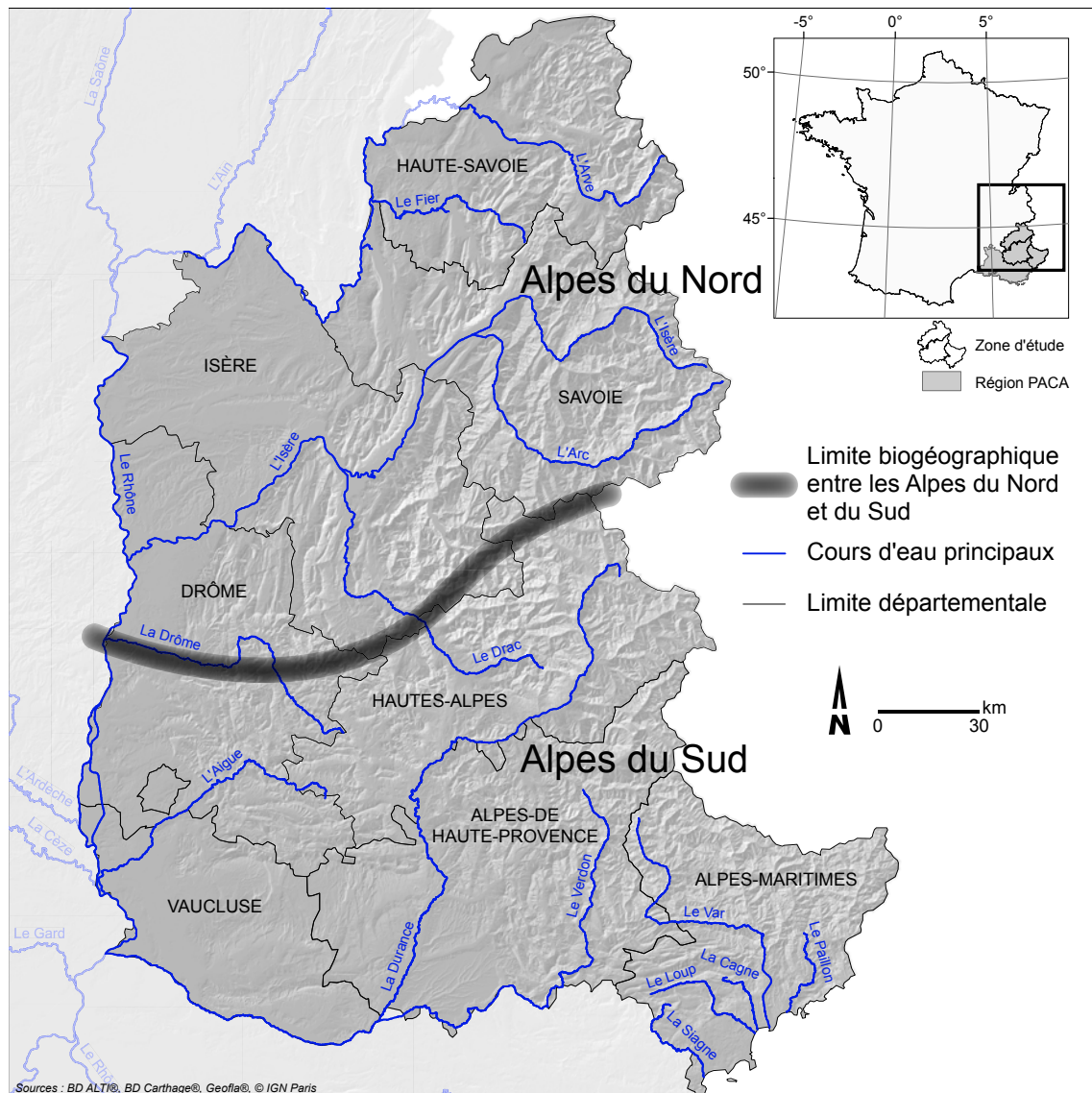


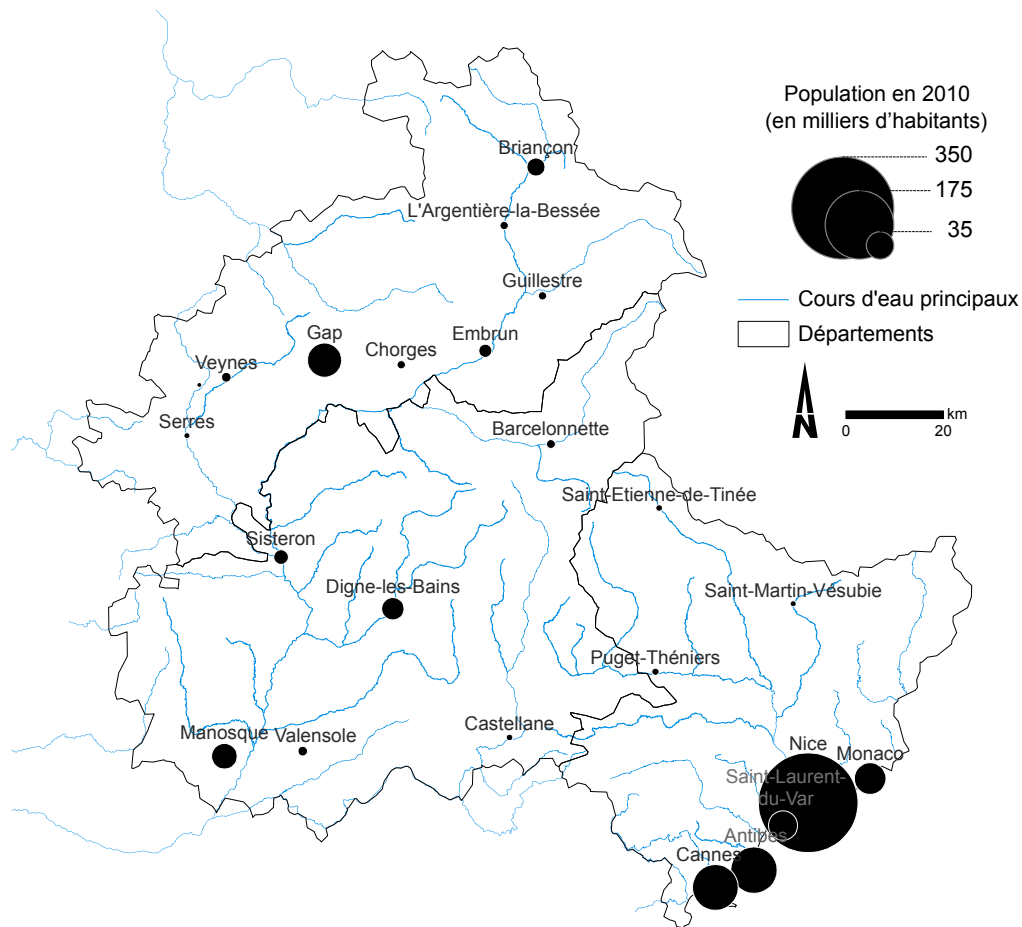
Figure 1.2 – Alpes du Sud et limite biogéographique avec les Alpes du Nord

D'un point de vue administratif, ces grands ensembles appartiennent à deux régions françaises distinctes : Rhône-Alpes et Provence-Alpes-Côte d'Azur (hormis la Drôme, département rhônalpin, qui appartient en partie aux Alpes du Sud) et sont séparés géographiquement par une ligne de crête entre les bassins de l'Isère d'une part et de la Durance d'autre part. En fait, ces limites sont à nuancer car il existe de nombreuses

transitions entre ces deux ensembles (ibid.). La zone d'étude inclut aussi une partie du littoral méditerranéen, il ne s'agit donc pas des Alpes du Sud au sens le plus strict. Elle correspond aux limites administratives des trois départements alpins de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur c'est-à-dire les Alpes-de-Haute-Provence (Basses-Alpes jusqu'en 1970), les Hautes-Alpes et les Alpes-Maritimes et représente une emprise spatiale d'environ 16900 km<sup>2</sup>.

L'amont du bassin versant de la Durance constitue la majeure partie du terrain d'étude ( $\approx 11000$  km<sup>2</sup>, soit 65%), les autres bassins principaux étant : le Var ( $\approx 3800$  km<sup>2</sup>, soit 22%) la partie amont du Drac (appartenant à la région hydrographique de l'Isère  $\approx 1150$  km<sup>2</sup>, soit 7%), une partie du bassin du Verdon (appartenant à la région hydrographique des Côtiers Méditerranéens  $\approx 825$  km<sup>2</sup>, soit 5%) et une petite partie du bassin de l'Eygues (appartenant à la région hydrographique du Rhône  $\approx 220$  km<sup>2</sup>, soit 1%).

Les Alpes du Sud en tant qu'ensemble régional présentent une certaine homogénéité, tant au niveau du climat, que des caractéristiques hydrographiques (Blanchard, 1920). En effet, les Alpes du Sud sont sous l'influence d'un climat chaud et sec de type méditerranéen avec une tendance continentale au nord et à l'ouest. Le relief est très variable puisque les altitudes s'étendent du niveau de la mer à 4080 m pour le sommet le plus élevé, situé dans le massif des Ecrins. On observe également des distinctions importantes dans la nature des formations géologiques. Ainsi de nombreux petits massifs montagneux aux caractéristiques variées sont présents dans la zone d'étude, jouxtant des zones de piedmont et de plaines, voire même à l'extrémité sud, des zones littorales. La plus grande partie occidentale de l'ensemble géographique des Alpes du Sud est appelée Préalpes du Sud. A une échelle plus fine, la variabilité des caractéristiques physiques et de l'occupation des sols est importante, et celles-ci seront présentées plus en détail dans les différentes sections dans ce chapitre. Les principales villes de notre secteur d'études ont été localisées sur la Figure 1.3 et représentées en fonction de leur population au dernier recensement (2010) d'après les données de l'INSEE.



Sources : BD Carthage®, GeoInfo®, © IGN Paris, INSEE

Figure 1.3 – Principales villes du terrain d'étude et leur population

### 1.1.2 Contexte morphostructural et géologique

Les Alpes du Sud sont composées d'un ensemble complexe d'une dizaine de massifs alpins (Ecrins, Queyras, Ubaye, Mercantour) et préalpins (Dévoluy, Bochainne, Baronnies, Préalpes de Digne, Préalpes de Nice, Arc de Castellane)(Figure 1.4).

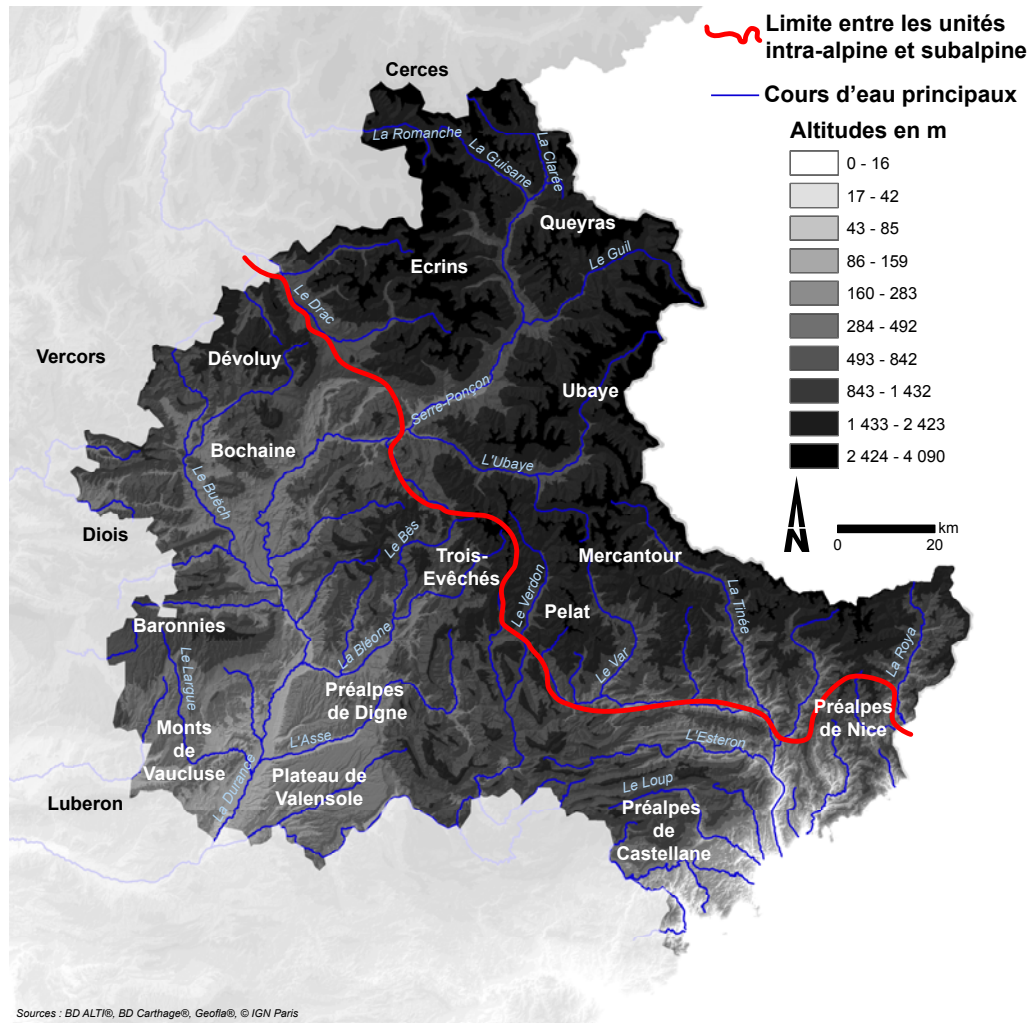


Figure 1.4 – Altitudes et principaux massifs du terrain d'étude

Les massifs de l'unité alpine sont du nord-ouest au sud-est les Ecrins, le Queyras, l'Ubaye et le Mercantour. Ils montrent les plus hautes altitudes. A l'aval du barrage de Serre-Ponçon, les massifs du Dévoluy, Bochainne, Baronnies, Trois-Evêchés, Préalpes de Digne, Préalpes de Dignes et Préalpes de Castellane constituent l'unité subalpine que les géographes appellent les Préalpes (Martonne et Kilian, 1922). Enfin, au sud-ouest se trouve le plateau de Valensole, constituant une unité molassique plus basse.

Les gradients d'altitude ouest-est et sud-nord semblent correspondre très souvent à la tendance générale des pentes, exclusions faites des zones de plateaux comme celui de Valensole, et des zones de fond de vallée, où malgré des altitudes parfois élevées, la pente reste relativement faible (Figure 1.5).



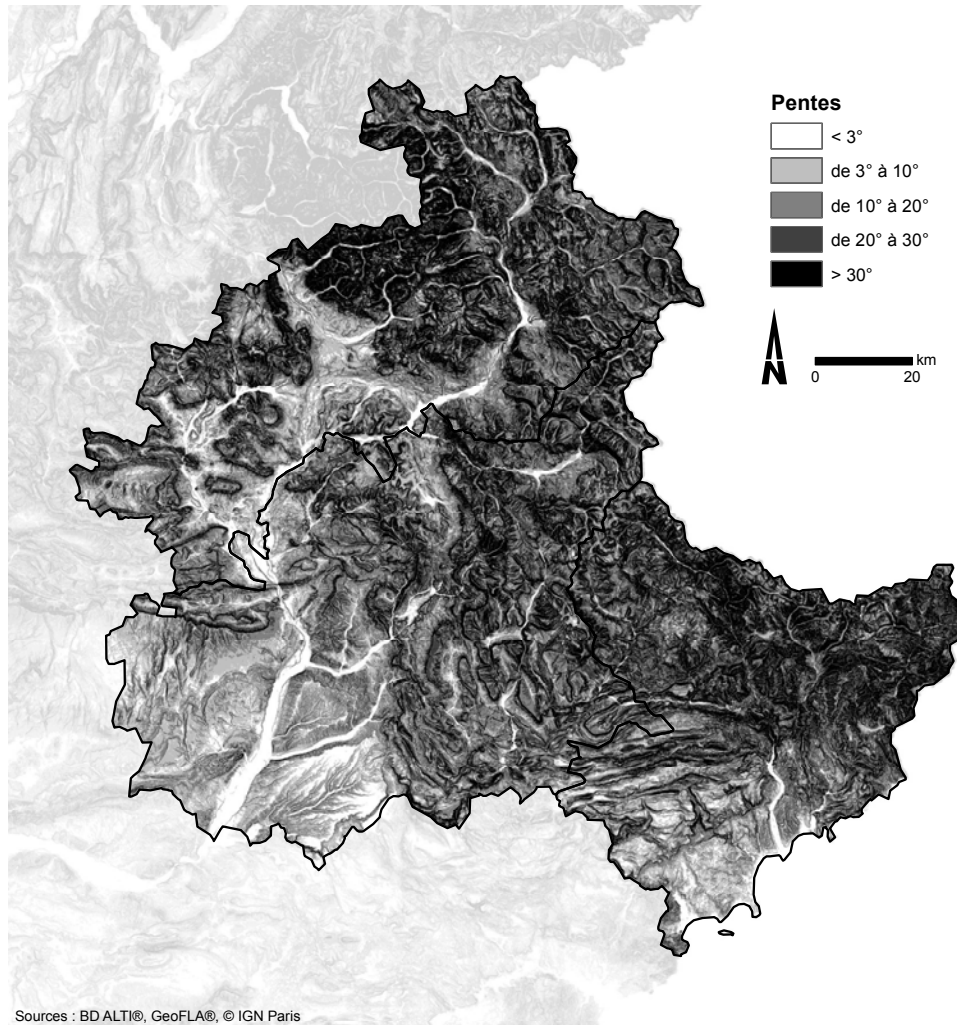


Figure 1.5 – Pentes du terrain d'étude, en degrés

L'étendue des zones englacées lors des dernières grandes glaciations est illustrée sur la Figure 1.6. Cette étendue correspond avec la limite de la zone la plus interne, où se retrouvent des empreintes glaciaires laissées lors de la dernière grande période de glaciation, et qui ne s'étendent pratiquement pas dans les zones plus externes.

On distingue dans les Alpes du Sud trois unités principales (Figure 1.7). Dans la zone intra-alpine, on retrouve les massifs les plus élevés (jusqu'à environ 4100 m dans le massif des Ecrins), avec l'affleurement du socle rocheux des massifs cristallins externes (Paléozoïque), des roches métamorphiques avec différents faciès témoignant d'une intensification des conditions de leur formation en se rapprochant de la frontière italienne (schiste vert, schistes lustrés et éclogites) et des secteurs étendus de dolomie et de gypse. Cette unité alpine inclut (en direction de l'unité subalpine) la zone briançonnaise (Mésozoïque), la zone piémontaise qui affleure largement dans le Queyras (schistes lustrés et ophiolites) et la zone sub-briançonnaise qui entourent et isolent une large zone de flysch. Le modelé de cette zone alpine a été très affecté par la présence de glaciers (encore présents dans le massif des Ecrins) lors des périodes froides du Quaternaire.

## 1.1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE DU TERRAIN D'ÉTUDE

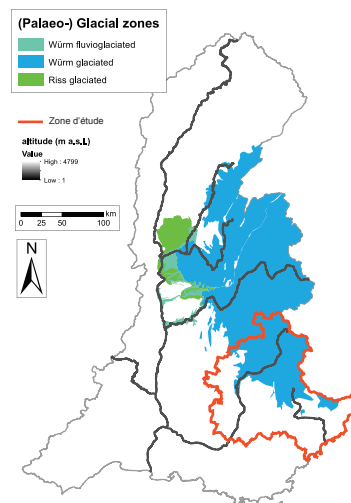


Figure 1.6 – Etendue des zones englacées lors des dernières grandes glaciations, figure modifiée d'après Fig.1.C) Palaeo-glacial zones (Notebaert et Piégay, 2013)

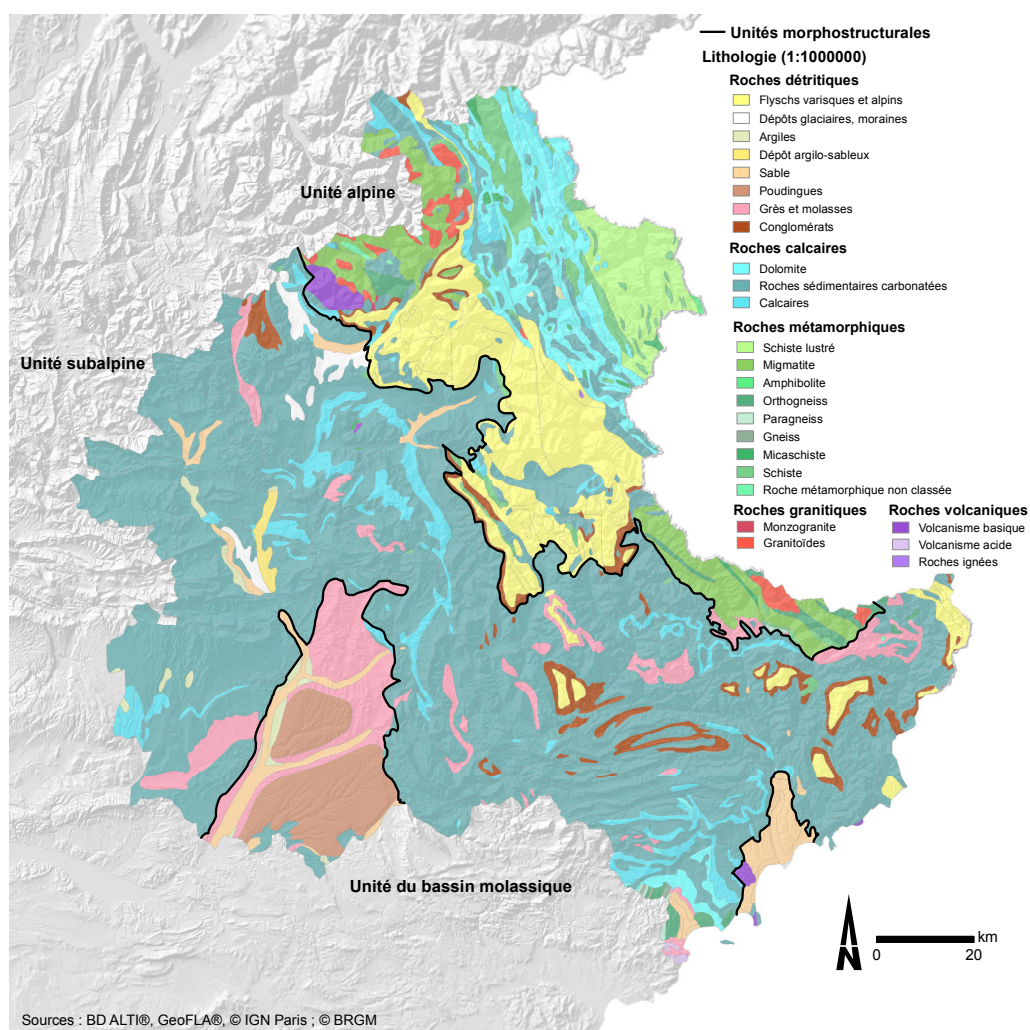


Figure 1.7 – Unités du secteur d'étude définies par leurs caractéristiques morphostructurales

L'unité subalpine est moins élevée puisque les altitudes maximales sont inférieures à 2000 m sauf localement dans le massif du Dévoluy et dans la haute vallée de la Bléone. Les secteurs les plus élevés ont toutefois été occupés par des glaciers lors des périodes froides du Quaternaire (Haute Bléone, Haut Verdon et Drac). Cette unité très déformée suite aux contraintes tectoniques présente des alternances marno-calcaires.

Enfin la dernière unité, la plus basse (inférieure à 1000 m) correspond à une unité molassique constituée par les alluvions d'anciens deltas formés par d'anciennes rivières alpines, composées de conglomérats, de poudingues, de grès, voire dans les Alpes-Maritimes de dépôts marins (sables de Fontainebleau ou Pliocène du pourtour méditerranéen).

### 1.1.3 Influences climatiques

Les caractéristiques climatiques décrites ci-après sont issues de l'analyse des bases de données COMEPHORE et SAFRAN ré-analysées au pas de temps horaire (Defrance, 2010, 2014). Celles-ci recensent les lames d'eau radar et les données de neige, de température et de ratio pluie/neige.

Les climats que l'on peut observer sur le secteur d'étude (Figure 1.8) sont fortement liés à la répartition des vallées et des massifs présentés précédemment, à leur orientation et leur altitude. Dans la basse vallée de la Durance, ainsi que sur la côte, c'est-à-dire l'unité molassique qui a été définie dans la section précédente, le climat dominant est méditerranéen, avec des étés chauds et secs. Les moyennes interannuelles des températures sont toujours au-dessus de 12°C et dépassent 15°C dans la partie des Alpes-Maritimes ; les cumuls moyens interannuels de précipitations restent très faibles (750 mm), et tombent souvent lors d'événements rares et violents. Ces événements intenses peuvent parfois s'étendre aux Alpes-Maritimes, qui sont dans l'ensemble plus arrosées, principalement sur les plus hauts sommets. Les précipitations tombent très rarement sous forme de neige (moins de 5% en moyenne interannuelle sur les dix dernières années).

Plus au nord et à l'est, dans la zone d'altitudes intermédiaires, l'influence méditerranéenne est moins forte. On observe un climat méditerranéen de transition. La moyenne des précipitations atteint 800-950 mm par an et d'intenses événements pluvieux ont lieu durant l'automne et le printemps. La carence observée en été et surtout en hiver suggère cette nuance du climat méditerranéen classique. On observe un gradient des précipitations croissant vers le nord et avec l'altitude en direction des massifs du Dévoluy, Baronnies, Préalpes de Castellane et une partie du Mercantour tandis que les températures vont croissantes vers le sud.

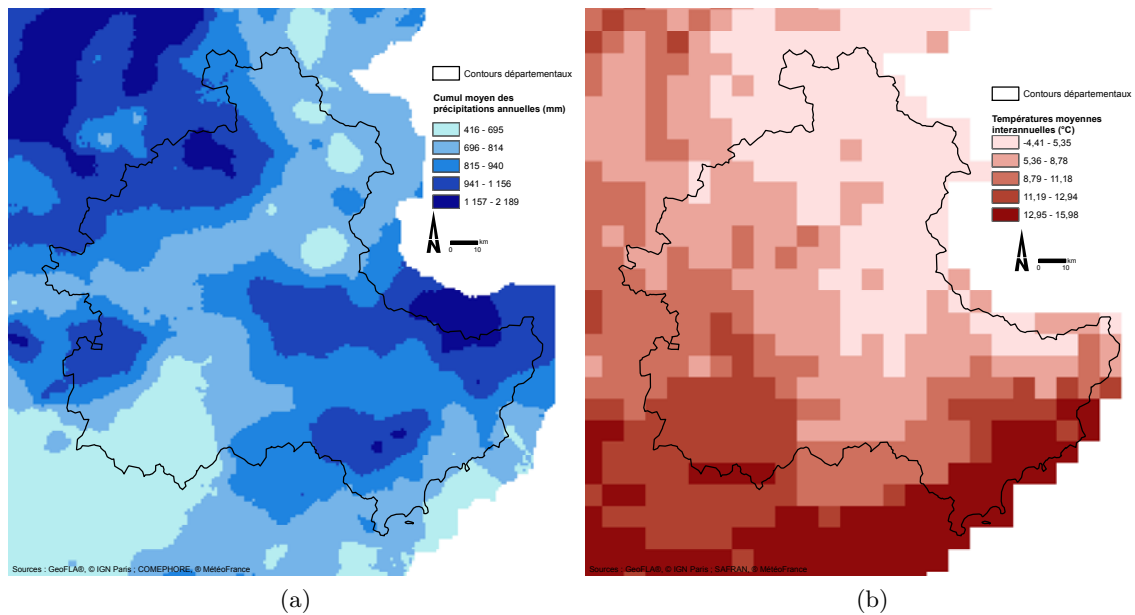


Figure 1.8 – Caractéristiques climatiques principales ; (a) Précipitations annuelles moyennes et (b) Températures annuelles moyennes

Enfin l'ensemble des massifs alpins ainsi que les massifs du Dévoluy et du Bochaîne présente un climat sub-méditerranéen à tendance montagnarde. La signature la plus caractéristique en est la couverture neigeuse particulièrement importante durant l'hiver. Des valeurs élevées sont aussi observées pour les secteurs les plus élevés de la moyenne Durance, mais ces coefficients restent très faibles dans le domaine méditerranéen. A l'ouest, l'influence continentale se fait également sentir. La moyenne des précipitations est généralement au-dessus de 1000 mm.

### 1.1.4 Rivières torrentielles et torrents des Alpes du Sud : le réseau hydrographique étudié

Le réseau hydrographique étudié s'étend sur environ 32700 km dont 58% (19000 km) sont des têtes de bassins (les bassins versants de rangs inférieurs représentent à eux seuls 9013 km<sup>2</sup> soit 53% de l'espace) ; il est donc très ramifié vers l'amont. Les affluents importants de la Durance, et les autres cours d'eau principaux de la zone d'étude sont localisés sur la Figure 1.4. On trouve en amont des ravines incisées dans le substratum, parfois appelées roubines lorsqu'elles se sont formées dans les Terres-Noires (marnes du Jurassique). Vers l'aval, viennent ensuite les torrents façonnés par les laves torrentielles, puis les rivières à morphologies fluviales. Les styles morphologiques qu'elles présentent (lits à blocs de type *step-pool*, ou lits à graviers en alternances seuil - mouille - banc qui se traduisent par du tressage, méandrage ou du style divaguant) se retrouvent également plus en aval. Des exemples de ces styles sont présentés sur la Figure 1.9.

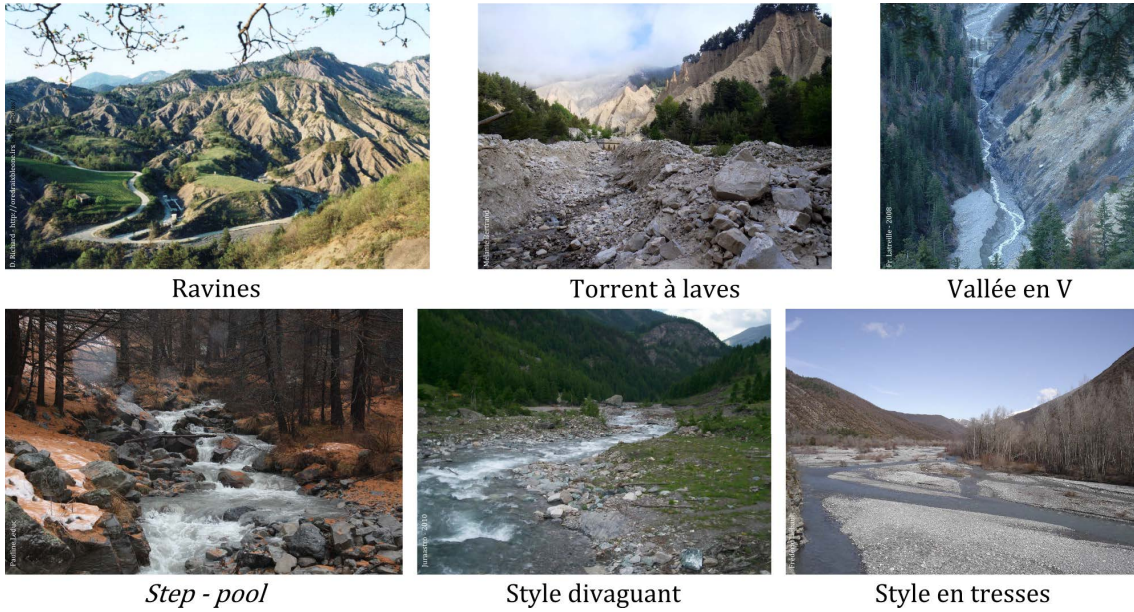


Figure 1.9 – Exemples photographiques des différents styles fluviaux

A l'échelle de l'ensemble des Alpes du Sud, le patron géographique des réponses géomorphologiques est caractérisé par des largeurs de fond de vallées et des pentes variables (Figure 1.10).



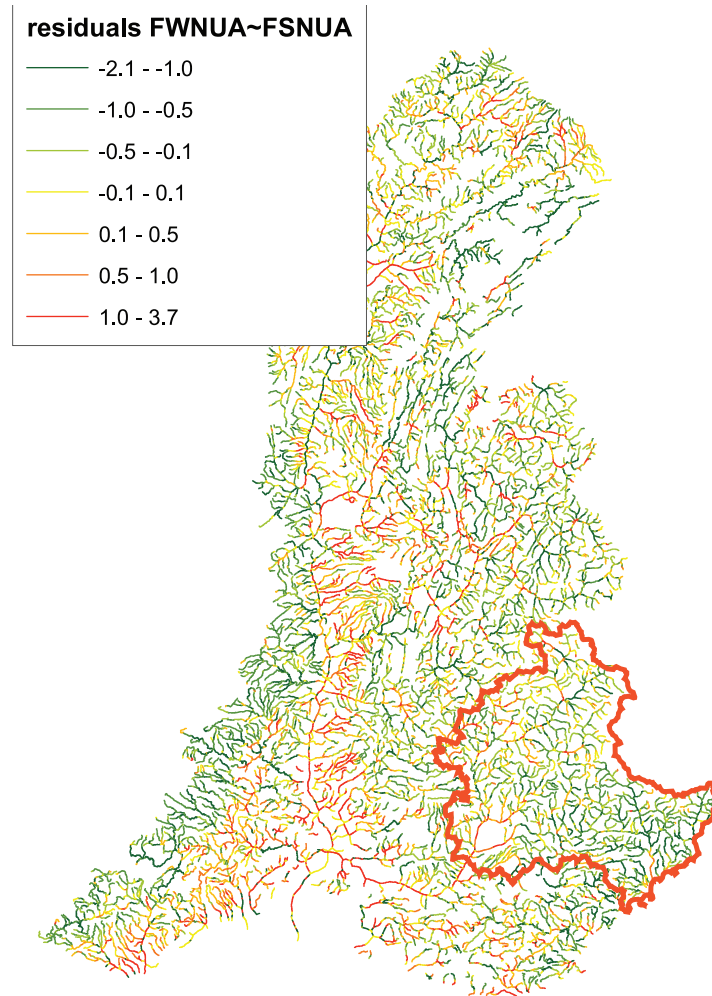


Figure 1.10 – Distributions des résidus de la relation entre la largeur et la pente normalisées des fonds de vallées. D'après Fig 6. dans Notebaert et Piégay (2013)

Les affluents de la moyenne et basse Durance sont plutôt proches du modèle proposé dans Notebaert et Piégay (2013), montrant des largeurs de fond de vallée assez conformes à ce qu'on pourrait attendre compte tenu de leurs pentes (les résidus au modèle sont faibles). La vallée de la Durance en elle-même semble avoir une largeur normalisée assez importante compte tenu de sa pente. A l'inverse, les cours d'eau situés dans les Alpes-Maritimes montrent des largeurs de fond de vallée normalisées beaucoup plus faibles compte tenu de leurs pentes normalisées. Ces écarts au modèle témoignent des héritages glaciaires et des contraintes géologiques observées dans la vallée de la Durance et dans les petits systèmes des Alpes-Maritimes et permettent de distinguer trois catégories de plaines alluviales.

Dans cette thèse, le réseau hydrographique étudié se limite aux tronçons hydrographiques dont les bassins versants n'excèdent pas 40 km<sup>2</sup>, correspondant à la plus grande taille de bassin produisant des laves torrentielles dans les Alpes du Sud. Les laves torrentielles jouent à cette échelle le rôle d'agent géomorphologique, érodant, remaniant et déposant des volumes très importants dans le lit des torrents ainsi que sur les cônes de déjection, et dont

les effets du transport sédimentaire en aval sur les cours d'eau de rang supérieur (en aval) sont reconnus (Dietrich et Dunne, 1978 ; Benda et Dunne, 1997 ; Miller et Benda, 2000 ; Stock et Dietrich, 2006). Les apports des laves torrentielles conditionnent donc pour partie les formes fluviales observées à l'échelle des réseaux hydrographiques. La caractérisation de leur occurrence spatiale est donc un enjeu important.

A l'échelle de l'ensemble des Alpes du Sud, certains tronçons à forte charge et à capacité de transport limitée sont instables car susceptibles de réagir plus rapidement aux modifications des forçages hydro-climatiques. Ces tronçons sont assez fréquents dans les rivières de montagne et posent des problèmes de gestion des risques. En effet, les plaines alluviales sont souvent très anthropisées et un risque accru d'inondation existe du fait de leur présence. Outre la sécurité des personnes qui est en jeu, l'aléa inondation peut également entraîner la destruction d'infrastructures. Cela se manifeste par exemple par la déstabilisation de piles de pont et la destruction de chaussées comme sur le Guil (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004). Un déficit sédimentaire important peut être à l'origine d'un enfoncement du lit de la rivière, comme sur la Drôme (Liébault *et al.*, 2008), et peut également causer la destruction d'infrastructures proches. L'identification des tronçons sensibles est donc un enjeu important pour améliorer la gestion des risques d'inondations.

### 1.1.5 Enjeux socio-économiques du territoire

Le territoire des Alpes du Sud est soumis à de nombreux dangers naturels, notamment aux instabilités de versants (éboulements, glissements, coulées) et aux crues torrentielles (Remaître, 2006) qui touchent chaque année de nombreuses communes et engendrent des coûts très importants.

La vulnérabilité des Alpes du Sud est appréhendée ici à travers la distribution spatiale de la population et le réseau de transport. La répartition de la population au sein des trois départements étudiés est très inégale. Selon les chiffres de 2010 de l'INSEE (Figure 1.11), les Alpes – Maritimes sont un espace à part ; le front de mer abrite à lui seul 70% de la population du département. Les densités de population des deux autres départements (Alpes de Haute-Provence et Hautes-Alpes) sont parmi les plus faibles de France (23 et 25 habitants par km<sup>2</sup>). Cette répartition semble suivre celle des lieux attractifs de tourisme, très inégale à l'échelle des trois départements (bord de mer, stations de ski, entrée des parcs naturels, bordure du lac de Serre-Ponçon). L'intérieur est beaucoup moins attractif et les villes restent donc de petite taille.

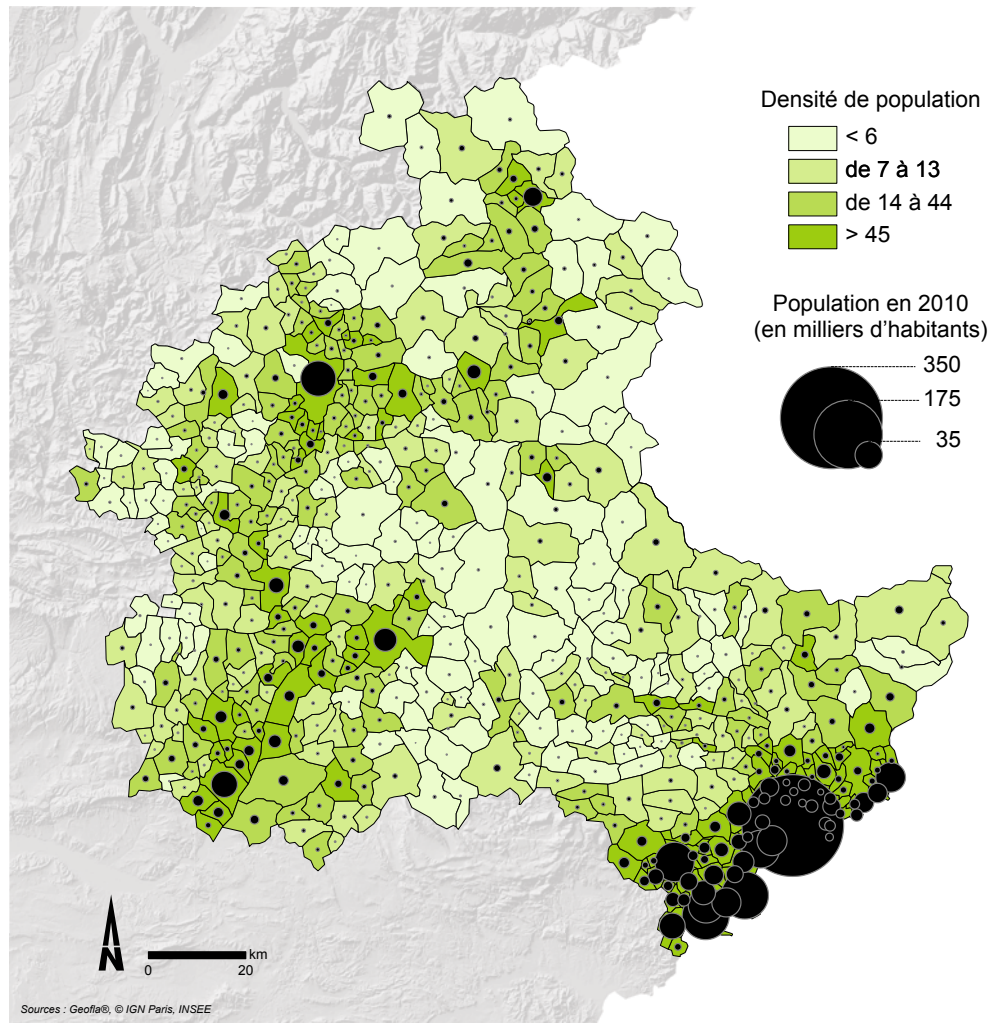
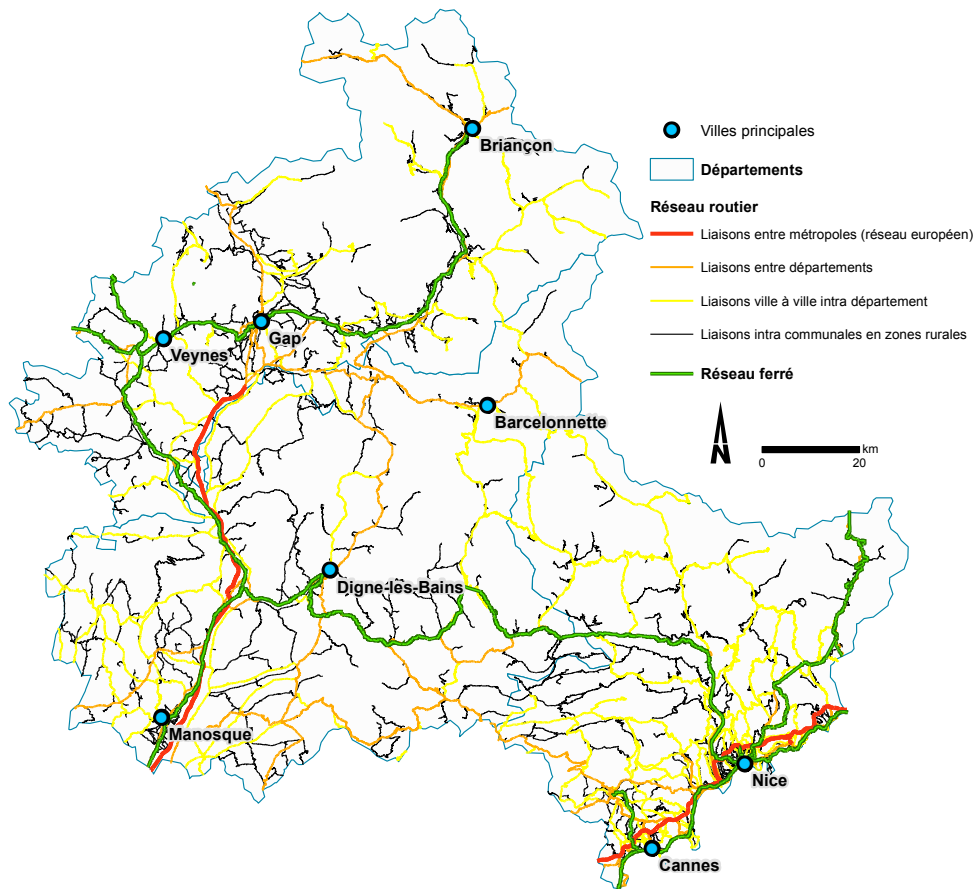


Figure 1.11 – Densités de population des communes du secteur étudié

Comme dans la plupart des zones rurales françaises, dès le milieu du 19<sup>e</sup> siècle, la population rurale diminue au profit des villes jusque la fin des années 1950. L'année 1982 a marqué un renversement de tendance à cause du desserrement urbain lié à la périurbanisation (urbanisation des espaces ruraux en périphérie des villes) et grâce à un nouveau moteur économique : le tourisme. Les mutations socioprofessionnelles liées au développement touristique ont été très inégales. Les villes de la montagne alpine méridionale, où jusqu'alors la population était en proie au vieillissement enregistrent à nouveau un solde migratoire positif. Des néo-ruraux y sont attirés par la qualité de vie et l'ensoleillement (Meyzenq, 1984).

Le patron géographique des infrastructures de transport correspond à celui de la densité de population (Figure 1.12). La répartition géographique des différents axes de transport est ainsi très inégale. De fortes densités s'observent dans les différentes vallées, notamment celle de la Durance, qui est l'axe privilégié de cette région, en raison du relief. D'autres facteurs expliquent cette disparité : sur le littoral comme au niveau des stations de ski des Hautes-Alpes, la forte densité des infrastructures est liée à l'activité touristique.





Sources : BDTOPO®, GeoFLA®, © IGN Paris

Figure 1.12 – Réseaux routiers et ferrés du secteur étudié

Les villes situées plus en altitude sont nettement moins bien desservies que les villes des fonds de vallées, notamment celles situées à plus de 1000 m d'altitude. Ceci est particulièrement problématique en cas de gestion des crises liées aux aléas naturels. En effet, l'évacuation de populations ou l'acheminement d'équipes de secours peuvent être considérablement ralentis ou perturbés par des chutes de blocs (éboulements), des laves torrentielles, ou encore des crues affectant les infrastructures de transport (Utasse *et al.*, 2013). Dans ces secteurs plus en altitude, où la densité d'infrastructures est beaucoup plus faible, les alternatives d'itinéraires sont beaucoup moins nombreuses.

## 1.2 Cadre conceptuel : la susceptibilité torrentielle

### 1.2.1 Définition et caractéristiques générales

Les laves torrentielles, ayant d'une part une capacité de transport très importante et d'autre part des vitesses de propagation très élevées, figurent parmi les aléas naturels les plus dévastateurs, causant le plus de dommages matériels et de pertes humaines,

indépendamment de leur intensité. Cependant, de nombreux événements n'étant jamais signalés en milieu de montagne car ceux-ci ne touchent pas toujours des zones vulnérables (zones inoccupées), leur occurrence spatiale demeure peu connue.

Les laves torrentielles se produisent dans le lit des torrents. Ce sont « des cours d'eau de montagne à forte pente, s'inscrivant à l'amont d'un système fluvial dont ils assurent l'essentiel de la recharge sédimentaire. » (Thénard, 2009). La définition hydraulique retient un seuil de pente du talweg supérieur à 6% pour caractériser les torrents (Figure 1.13).

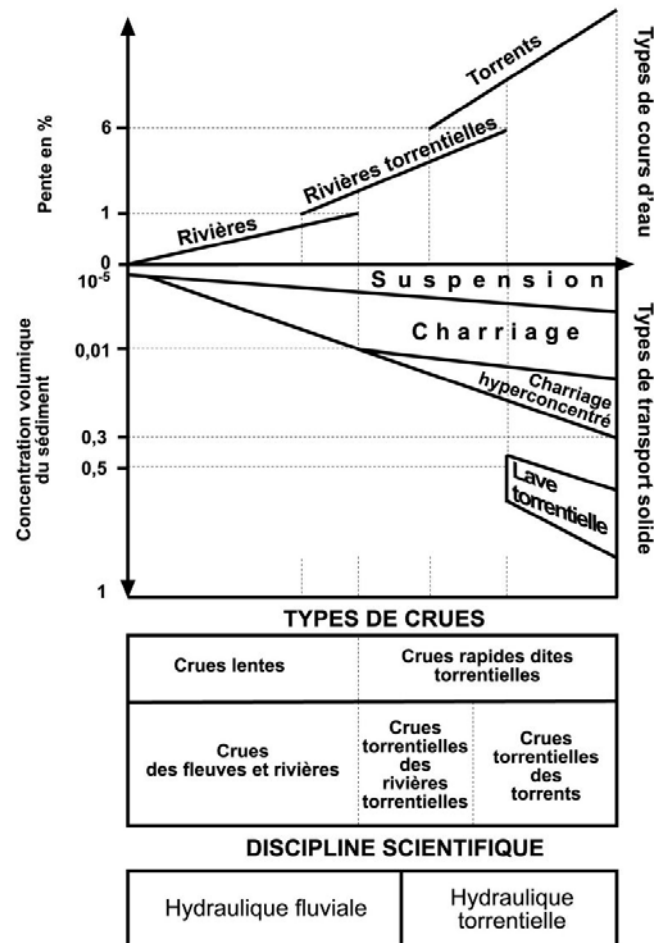


Figure 1.13 – Classification des types de rivières permettant de distinguer la rivière torrentielle du torrent selon des critères hydrauliques et sédimentaires, d'après Besson (1996)

Un torrent est constitué d'un bassin de réception amont, d'un chenal d'écoulement médian et d'un cône de déjection aval (Figure 1.14). Le bassin de réception est la zone de production primaire des sédiments érodés sur les versants qui se concentrent dans le chenal principal. La section intermédiaire rassemble les écoulements et les matériaux transportés au sein d'un chenal qui assure leur transport vers l'aval. Enfin la zone de stockage, correspondant au cône de déjection constitué par les apports successifs, présente une pente plus faible. Le cône s'étale souvent dans une plaine alluviale plus large, ce qui a pour effet de repousser le chenal principal vers l'autre rive.

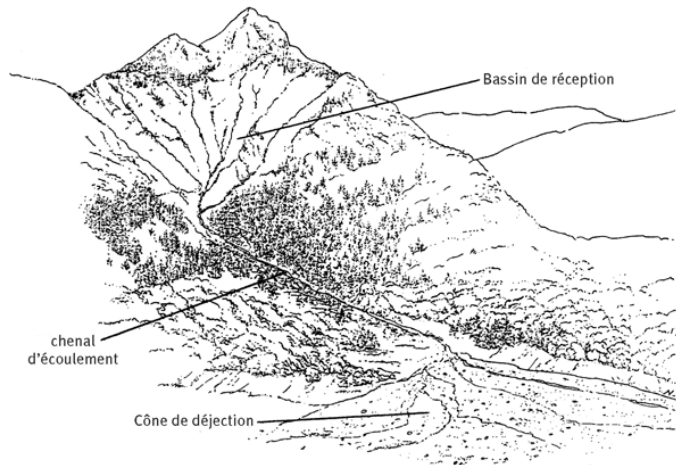


Figure 1.14 – Schéma conceptuel d'un bassin versant torrentiel (dessin de N. Sardat)

Le charriage est un processus de transport où les matériaux, de nature non cohésive, sont transportés sur le fond, en contact permanent avec le lit. Les particules transportées vont des sables à des blocs métriques (le seuil de leur mise en mouvement dépendant de la contrainte s'exerçant sur elles). Ce mode de transport est diphasique. Il est très difficile sur le terrain, sans suivi régulier, de pouvoir facilement différencier les types d'écoulements gravitaires mentionnés dans la littérature dont les dépôts présentent des caractéristiques intermédiaires entre les laves torrentielles et les dépôts de charriage. Ainsi, le charriage est le seul autre processus de transport que l'on distinguera des laves torrentielles dans la suite de notre étude.

Les laves torrentielles se définissent comme un mouvement de terrain, très fréquent dans les régions à fort relief, dont l'écoulement rapide s'effectue dans des chenaux torrentiels à fortes pentes (Slaymaker, 1988). Le terme « laves torrentielles » désigne un mélange fluide d'eau et de particules solides, montrant une hétérogénéité granulométrique très forte (les particules ont des tailles allant du micron jusqu'au mètre) et fortement concentré. En effet, la concentration peut excéder 0,5 en volume et 0,7 en masse (Costa, 1984 ; Coussot, 1994), ce qui leur confère des propriétés d'écoulement particulières (comportement fluide des matériaux). La matière organique, notamment les débris ligneux sont un composant important des dépôts de laves torrentielles (jusqu'à 6 % d'après Jakob et Hungr (2005)). Mises en évidence et étudiées par de nombreux chercheurs depuis plusieurs dizaines d'années (Tricart, 1957 ; Takahashi, 1981 ; Johnson et Rodine, 1984 ; VanDine, 1985 ; Van Steijn *et al.*, 1988) les laves torrentielles montrent des caractéristiques très spécifiques par rapport aux autres processus d'écoulements gravitaires en termes de déclenchement, de propagation et de dépôts, qui en font un type particulier de mouvement de terrain. Elles se différencient par : 1) le comportement rhéologique de l'écoulement (Coussot, 1994), 2) le volume sédimentaire, 3) la teneur en eau, 4) la granulométrie des sédiments, 5) la chenalisation ou non et 6) la vitesse de déplacement (Iverson, 1997 ; Rickenmann, 1999) (Figure 1.15).

source: Bardou 2002, adapté

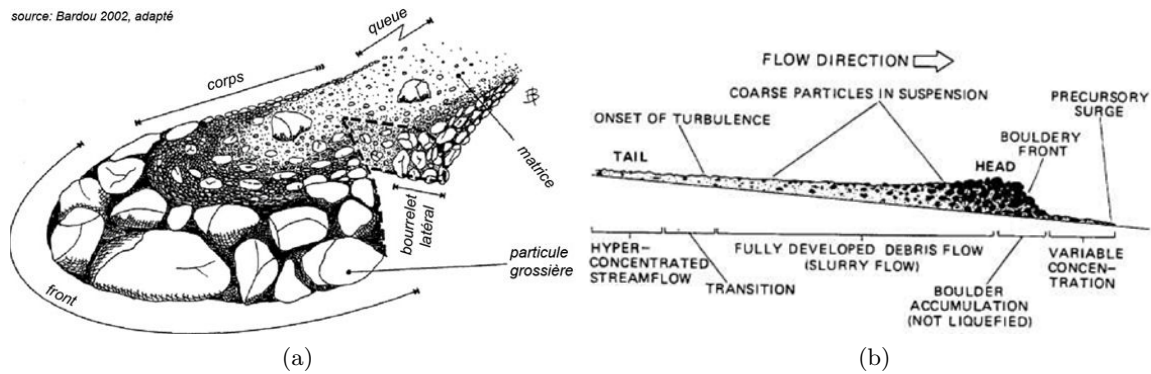


Figure 1.15 – Schéma d'une lave torrentielle ; D'après (a) Bardou (2002) et (b) Jakob et Hungr (2005)

La probabilité d'occurrence spatiale d'un phénomène naturel, tel que les laves torrentielles, est appelée la susceptibilité. Celle-ci ne prend en compte ni la notion d'intensité ni la probabilité d'occurrence temporelle (Horton *et al.*, 2008). L'analyse de susceptibilité met en lumière les facteurs de prédisposition d'un terrain. Elle est souvent utilisée aux échelles régionales comme une première étape de la caractérisation des aléas naturels en montagne, comme les glissements de terrain (Conoscenti *et al.*, 2008) ou dans le cas de cette thèse les laves torrentielles (Carrara *et al.*, 2008), pour dans un premier temps caractériser la sensibilité des variables physiques et climatiques, parfois appelées les facteurs de prédisposition (Bovis et Jakob, 1999) et facteurs de déclenchement (Caine, 1980 ; Fannin et Rollerson, 1993 ; Bonnet-Staub, 1998 ; Bardou, 2002).

Lors des événements de laves torrentielles on peut distinguer trois phases : le déclenchement, la propagation et l'étalement qui correspondent à des conditions d'énergie différentes. Quelques éléments conceptuels sont détaillés pour chaque phase dans les sections suivantes.

### 1.2.2 Déclenchement des laves torrentielles

Les contextes morphologiques et géologiques dans lesquels les phénomènes de lave ont été observés sont très variés. Remaître (2006) distingue deux types de facteurs responsables du déclenchement d'événements : (1) des facteurs de prédisposition du bassin versant (conditions topographiques, géologiques, géomorphologiques, hydrologiques) et (2) des facteurs déclenchants *stricto sensu* (climatiques).

Un des premiers facteurs de prédisposition de l'activité torrentielle est la morphologie de la zone d'initiation. En effet, l'énergie disponible nécessaire au déclenchement de laves torrentielles dépend notamment de paramètres morphométriques. Ainsi, les laves torrentielles se déclenchent principalement sur des versants ou dans des ravines de têtes de bassin, à fortes pentes.

La production sédimentaire dans les zones sources est le deuxième facteur de prédisposition de l'activité torrentielle : un cours d'eau avec une énergie gravitaire importante mais où les apports sédimentaires dans le chenal sont insuffisants ne déclenchera pas de laves torrentielles. Les laves torrentielles remobilisent souvent des dépôts meubles de versant

(moraines, éboulis, manteau d'altération) gorgés d'eau sous l'effet des précipitations. Les dépôts issus d'un événement antécédent de crue ou de lave torrentielle peuvent aussi assurer la fourniture d'un nouvel événement. Les feux de forêt (Cannon *et al.*, 2001 ; Larsen *et al.*, 2006), les éruptions volcaniques (Pareschi *et al.*, 2002), les tremblements de terre (Chen *et al.*, 2009) ou autres aléas naturels, en générant de grandes quantités de matériaux, peuvent aussi favoriser le déclenchement de laves torrentielles.

Les aléas climatiques sont un facteur déclenchant des laves torrentielles. De nombreux articles dans la littérature mettent en relation leur déclenchement avec des événements météorologiques extrêmes tels des orages (Berti *et al.*, 1999 ; Fuchu *et al.*, 1999 ; Godt et Coe, 2007) ou des cyclones (Chen *et al.*, 2006 ; Chang *et al.*, 2008). Ces forçages climatiques contrôlent la fréquence et la magnitude des événements. De nombreuses publications ont tenté de démontrer qu'il existe des seuils intensité / durée d'événement de fortes précipitations qui permettent le déclenchement de laves torrentielles (Bacchini et Zannoni, 2003 ; Chen *et al.*, 2005 ; Coe *et al.*, 2008 ; Guzzetti *et al.*, 2008 ; Badoux *et al.*, 2009 ; Floris *et al.*, 2010). Cependant, il reste un certain nombre de questions, en particulier concernant les conditions de saturation des matériaux précédant les événements (phase de préparation).

Les conditions météorologiques et hydrogéologiques précédant un événement à l'origine du transport de matériaux au sein d'un torrent semblent jouer un rôle prépondérant dans le déclenchement des laves, quand les facteurs morphométriques et géologiques prédisposent déjà à ce type d'événement.

### 1.2.3 Propagation

La vitesse d'écoulement des laves torrentielles est comprise entre 1 et 20 m/s (Iverson, 1997) selon leur viscosité et leur composition. La propagation s'effectue par émission de bouffées intermittentes de composition variable et se manifeste sur une distance de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres (Meunier, 1991).

La quantification de la propagation a fait l'objet de nombreuses études tant le sujet est complexe. Les laves torrentielles entraînent avec elles des matériaux dans des sections raides et confinées, et les déposent dans des sections à plus faible pente et non confinées (Fannin et Rollerson, 1993). Le volume déposé est directement corrélé à la distance parcourue par les laves torrentielles (Miller et Burnett, 2008). La quantité de sédiments entraînés par une coulée dépend également de l'occupation du sol : une lave torrentielle s'arrête plus facilement si elle traverse une forêt dont les arbres sont plus anciens et plus grands (*ibid.*).

Pendant cette phase de propagation, on observe un tri granulométrique longitudinal avec développement d'un front de propagation à particules grossières à l'aval (Iverson, 1997). Le front subit de fortes contraintes qui sont susceptibles de le stopper ; les changements de rugosité dans le fond du chenal, ou des variations de pente et de géométrie font que le front peut perdre de l'énergie. Les matériaux alors immobilisés peuvent être repris lors de la propagation d'une nouvelle bouffée. Ce sont là encore des facteurs morphométriques,

notamment concernant le chenal, qui jouent un rôle très important pendant la phase de propagation de la lave torrentielle. Celle-ci pourra, selon les conditions d'énergie disponible, éroder le lit ou les berges, ou déposer des sédiments et contribuer à la modification de leurs géométries. Les laves torrentielles agissent donc comme un agent géomorphologique (Dietrich et Dunne, 1978 ; Dietrich *et al.*, 1982 ; Benda et Dunne, 1997 ; Stock et Dietrich, 2006 ; May, 2007). Ce sont ainsi les dépôts et remaniements des événements successifs qui construisent petit à petit les lits des torrents. C'est donc durant la phase de transport que le volume sédimentaire de la lave torrentielle peut être significativement accru pour atteindre parfois plusieurs milliers à plusieurs millions de mètres cubes, soit 10 à 20 fois le volume du déclenchement.

Quel que soit le volume initialement fourni par les versants, le couplage qui existe entre les versants et les chenaux est aussi un paramètre à prendre en compte. En effet des sources sédimentaires situées en amont d'un bassin versant où la connectivité vers l'aval est faible, c'est-à-dire où les conditions topographiques sont telles que le flux sédimentaire pourrait être arrêté, ne seront pas contributrices au chenal (Harvey, 2001 ; Heckmann et Schwanghart, 2013). Cela peut donc être un facteur limitant de la propagation de lave torrentielle.

### 1.2.4 Dépôts

Les dépôts de laves torrentielles façonnent progressivement les cônes de déjection des torrents qui acquièrent une pente caractéristique. L'analyse de la littérature montre que les caractéristiques morphométriques des cours d'eau à laves torrentielles (leur bassin versant et leur cône de déjection) sont différentes de celles des cours d'eau où le transport solide se fait uniquement par charriage (Kostaschuk *et al.*, 1986 ; Jackson *et al.*, 1987 ; Marchi *et al.*, 1993). Les dépôts de laves torrentielles présentent des traits qui permettent de les reconnaître facilement sur le terrain : les matériaux sont grossiers et non triés, ils forment des bourrelets latéraux orientés parallèlement à l'écoulement, enfin le volume de blocs dans le bourrelet frontal est très important. La propagation est souvent stoppée au niveau des cônes de déjection, où les dépôts (Figure 1.16) prennent des formes lobées caractéristiques (Tricart, 1957 ; VanDine, 1985).



Figure 1.16 – Dépôts de laves torrentielles dans le torrent du Réal (06)

Les laves torrentielles s’immobilisent car elles perdent de l’énergie. Cela peut correspondre à une diminution de la pente (Laigle, 1997), à un élargissement de la bande active, permettant l’étalement des dépôts, ou à un changement brutal de la direction de l’écoulement qui peut dans certains cas complètement stopper la propagation et dans d’autres uniquement la ralentir. Les dépôts de laves torrentielles se situent souvent à des confluences (Miller et Burnett, 2008).

Il existe dans la littérature divers seuils de pente au-delà desquels les laves ne se propagent plus. Bonnet-Staub (1998) reporte un seuil autour de  $8^{\circ}$ - $12^{\circ}$ , Rickenmann (1999) signale une pente de l’ordre de  $3$ - $4^{\circ}$ . Guthrie *et al.* (2010) montrent qu’il existe un seuil de dépôt plus élevé pour les laves torrentielles issues des versants ( $18^{\circ}$ - $24^{\circ}$ ), que pour les laves torrentielles canalisées ( $12^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ). Ces seuils sont plus élevés que ceux reportés dans Hungr *et al.* (2001) ou VanDine (1996) ( $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ). La variabilité des pentes de dépôts montre l’importance du contexte géographique dans lequel s’inscrivent les torrents à laves torrentielles.

### 1.3 Contexte méthodologique

De nombreuses méthodes, couramment utilisées en sciences environnementales, mais aussi empruntées à d’autres disciplines comme l’histoire ou l’informatique, sont aujourd’hui disponibles pour l’analyse quantitative des données. Certaines d’entre elles sont ainsi mises en œuvre pour caractériser la susceptibilité torrentielle aux échelles régionales. Elles seront exposées après une rapide présentation de toutes les données disponibles.

#### 1.3.1 Les données utilisées

Depuis 2010, l'Institut National de l'information Géographique et Forestière (IGN<sup>®</sup>) a créé une nouvelle licence pour les chercheurs et enseignants permettant le téléchargement gratuit des jeux de données constitués à l'échelle régionale. La liste des données disponibles s'en est trouvée considérablement accrue. Ces données offrent l'avantage d'être uniformes, référencées spatialement et récentes. D'autres sources de données ont été utilisées : il s'agit de la base de données des événements mise à jour par les services de Restauration des Terrains en Montagne de l'Office National des Forêts, des images Landsat 7 ETM+ et enfin des données issues de la littérature.

Un tableau récapitulatif rassemble les caractéristiques des différentes données disponibles pour cette thèse (Tableau 1.1). Un descriptif plus détaillé de chacun des jeux de données sera présenté dans les différentes sections qui suivent.



Tableau 1.1 – Données disponibles

Couche d'information	Description	Echelle – Résolution	Etendue géographique	Date	Source	Format
BD Alti <sup>®</sup>	Modèle numérique de terrain	25 m de résolution spatiale	3 Départements	2011	IGN	Raster
MNT	Modèle Numérique de Terrain obtenu à partir d'acquisitions aéroportées par radar interférométrique à synthèse d'ouverture (IFSAR)	3,63 m de résolution spatiale, erreur verticale 1m, horizontale 2m	Haut-Var et Tinée	2010	IRSTEA	Raster
Geosys <sup>®</sup>						
Landsat 7 ETM+ <sup>®</sup>	Images satellites large échelle, dont le spectre s'étend du visible à l'infrarouge	30 m de résolution spatiale pour les bandes 1-5 et 7	3 Départements	Entre 2001 et 2003	NASA et USGS	Raster
BD Ortho Couleur <sup>®</sup>	Orthophotos constituées des bandes bleue, verte et rouge	0,5 m de résolution spatiale	3 Départements	2003 et 2004	IGN	Raster
BD Ortho IRC <sup>®</sup>	Orthophotos constituées des bandes verte, rouge, et proche infrarouge	0,5 m de résolution spatiale	3 Départements	2009	IGN	Raster
Scan 25 <sup>®</sup>	Carte topographique Version 3	Échelle 1 : 25000	3 Départements	2010-2012	IGN	Raster

### 1.3. CONTEXTE MÉTHODOLOGIQUE

Couche d'information	Description	Echelle – Résolution	Etendue géographique	Date	Source	Format	Thématique
BD Topo®	Couches vectorielles de la végétation arborée, des lacs, du bâti, des infrastructures de transport et des réseaux hydrographiques	Digitalisées au 1 : 10000, précision géométrique entre 0,5 m et 10 m selon la méthode utilisée (photogrammétrie, version antérieure ou calculé)	3 Départements	2011	IGN	Vectorel	
BD Carthage®	Délimitation des zones hydrographiques (de la plus large à la plus fine) : bassin, région, secteur, sous-Secteur, zone hydrographique	Etablie au 1 : 50000	3 Départements	2012	IGN	Vectorel	
Corine Land Cover®	Occupation du sol à large échelle (Europe)	Etablie au 1 : 100000 ; 44 postes	3 Départements	2006	Union européenne	Vectorel	
Geofla®	Contours administratifs de départements et communes	Etablie au 1 : 100000	3 Départements	2008	IGN	Vectorel	
Bande Active	Bande active issue du traitement de la BD TOPO (méthode définie par M. Bertrand en 2010 et présentée dans Wiederkehr 2012)	Digitalisées au 1 : 10000, précision géométrique entre 0,5 m et 10 m ; La couche de bande active s'arrête en amont là où la bande active fait moins de 7,5 m	Bassin RM&C	Entre 2003 et 2006, dépend de la date des orthophotographies sur lesquelles sont digitalisés les polygones	IGN	Vectorel	
FDV	Délimitation des fonds de vallées à partir d'une analyse d'un MNT (Alber 2012)	Digitalisées sur la base de la BD ALTI® 50 m de résolution spatiale	Bassin RM&C	2009	IGN	Vectorel	
BD RTM®	Base des événements de laves torrentielles ayant eu des impacts sur les réseaux de transport	Digitalisées au 1 : 10000 (événements localisés sur la couche des routes de la BD TOPO)	3 Départements	2012	RTM (ONF)	Vectorel	
BD Morphométrie	Indicateurs morphométriques de bassins versants étudiés dans la littérature		Mondiale	2012	Littérature	Tableau	

### **1.3.1.1 Données spatialisées numériques**

Les modèles numériques de terrain BD ALTI<sup>®</sup> et MNT Intermap-Geosys<sup>®</sup> ont permis de faire une analyse hydrologique et de comparer les performances des algorithmes de délimitation de bassins versants à plusieurs résolutions. Le modèle numérique de terrain régional (BD ALTI<sup>®</sup>) a servi à l'extraction de variables morphométriques.

Les images satellites Landsat 7 ETM+ et les orthophotographies infrarouges ont été analysées afin de produire une cartographie des zones en érosion à large échelle. Les orthophotographies classiques ont surtout servi pour le repérage sur le terrain et la vérification de la classification des orthophotographies infrarouges lors de doutes subsistants sur l'identification des zones en érosion.

Les images du Scan 25<sup>®</sup>, représentation numérique des cartes topographiques que l'on retrouve au format papier, ont surtout été utilisées pour se repérer. C'est le cas aussi des couches vectorielles délimitant les départements, les communes (GEOFLA<sup>®</sup>), les cours d'eau, les réseaux de transport (BD TOPO<sup>®</sup>) et les différents découpages hydrographiques de la BD Carthage<sup>®</sup> (bassins, régions, secteurs, sous-secteurs, et zones), l'occupation des sols (Corine Land Cover<sup>®</sup>) et les couches des bandes actives et des fonds de vallées (définies pour les bassins versants très larges).

Les données de la base RTM ont permis de vérifier dans une moindre mesure la validité de la susceptibilité torrentielle que nous avons prédite.

### **1.3.1.2 Données issues de la bibliographie**

La BD Morphométrie est constituée de données morphométriques issues de la littérature qui nous ont permis de construire un modèle robuste de prédiction des réponses torrentielles.

Nous avons analysé un grand nombre de publications abordant l'évaluation de l'aléa torrentiel, et plus particulièrement celles centrées sur la discrimination des processus basée sur des paramètres morphométriques. Nous avons ainsi réalisé un tableau de données répertoriant les indicateurs de Melton et de pente du cône de déjection, pour 620 bassins versants, en distinguant ceux qui sont à l'origine de laves torrentielles. Quand les données étaient disponibles directement nous les avons simplement recopiées, lorsque les données étaient présentées sous forme graphique, nous avons utilisé l'outil Get Data Graph Digitizer<sup>®</sup> afin de récupérer les valeurs.

## **1.3.2 Les outils de traitement de l'information spatialisée**

### **1.3.2.1 Les SIG comme outils de visualisation, d'intégration, de structuration, d'analyse et de communication des données géographiques**

Cette thèse reposant exclusivement sur des analyses de données numériques spatialisées, nous avons dû d'adopter une stratégie de structuration des données pour faciliter les échanges entre les logiciels que nous avons utilisés lors des différentes phases de traitement. Dans ce cadre, la mise en place d'un Système d'Information Géographique est apparue

indispensable pour rassembler les données spatialisées, les exploiter et communiquer sur les résultats produits.

Ce déploiement ne correspond pas, comme beaucoup le pensent, à l'installation d'une solution logicielle commerciale SIG, comme ArcGIS<sup>TM</sup>, édité par la société ESRI<sup>®</sup>. La démarche est plus vaste, puisqu'elle n'englobe pas que les aspects techniques et organisationnels, mais permet de réellement s'interroger sur des questions thématiques très variées avec un point de vue géographique, notamment sur les questions environnementales. Dans notre cas, l'objectif est de caractériser l'activité torrentielle : cela suppose que les jeux de données soient suffisamment précis et leur emprise spatiale suffisamment étendue car les objets auxquels on s'intéresse (les torrents, leur bassin versant et leurs sources sédimentaires) sont de petite taille mais sont distribués au sein d'un vaste ensemble régional.

En s'interrogeant sur les processus torrentiels en eux-mêmes, on peut établir la liste des données permettant la capture d'informations géographiques à partir d'une analyse spatialisée. Cette phase de collecte et de sélection des données, qu'elles soient géographiques, au sens « intégrables directement dans un SIG » ou issues de la littérature sous formes textuelles ou de tableaux (ces données constituant également un état de l'art alimentant la réflexion sur les processus) fait partie intégrante de la mise en œuvre d'un SIG et pourrait être considérée comme une première étape de cette démarche.

Pour ce qui est de la structuration des données, une organisation plutôt classique a été adoptée : on distingue les données brutes des données produites pendant la phase d'analyse spatiale. Cette structuration évolue au cours de la phase de traitement, puisqu'elle doit s'adapter à la création de données nouvelles, résultats des traitements. Les données issues de l'analyse bibliographique ont permis de construire un modèle statistique pour la prédiction des réponses torrentielles fondé sur une analyse morphométrique du modèle numérique de terrain. Cette analyse a ensuite été couplée à l'analyse des orthophotographies dans le but de caractériser la susceptibilité torrentielle et de commencer à explorer le concept de connectivité hydro-sédimentaire.

L'analyse spatiale des données est la phase de traitement de la démarche de mise en place du SIG. La liste des solutions logicielles utilisées est donnée ci-après. La caractérisation morphométrique du terrain d'étude fait intervenir le logiciel ArcGIS<sup>TM</sup> mais également de nombreux logiciels libres pour le traitement des rasters (surtout pour les tâches d'analyse hydrologique) dont la liste est la suivante : SAGA<sup>®</sup> GIS, GRASS<sup>®</sup>, LandSerf<sup>®</sup>, et un Plug-in ArcGIS<sup>TM</sup> appelé Arc Hydro<sup>®</sup> Tools. Pour l'analyse des données de réseaux, le logiciel ArcGIS<sup>TM</sup> a été utilisé mais l'intégration dans une base de données MySQL<sup>TM</sup> s'est avérée nécessaire pour les requêtes et la mise à jour des informations dépendant de plusieurs échelles spatiales.

Les livrables opérationnels prévus dans le cadre du projet financeur ont été intégrés à la plateforme de services web SIG, intégrant également les données des autres axes du projet telles que l'aléa glissement de terrain, l'aléa hydrologique et l'aléa précipitation, intégré à différents pas de temps.

### 1.3.2.2 Le traitement des images

Un pré-traitement des orthophotographies a été réalisé à partir de la librairie GDAL<sup>®</sup>. Une calibration des images Landsat 7 ETM+ et l'analyse d'images ayant permis d'aboutir à la cartographie des zones en érosion ont été réalisées principalement à partir de fonctions disponibles dans le logiciel ENVI<sup>®</sup>.

En raison de l'ampleur des possibilités en termes d'approches et d'algorithmes, l'utilisation de cette solution logicielle qui n'offre pas l'ensemble des fonctionnalités décrites dans la bibliographie à l'heure actuelle se justifie de plusieurs manières. Il s'agit en effet de l'unique solution logicielle facilement utilisable, disponible au laboratoire, et proposant une méthode orientée objet et une automatisation des traitements. Ce type de méthode est apparu indispensable pour traiter les orthophotographies en vue de cartographier les zones en érosion. Une rapide revue bibliographique sur la question, présentées en Chapitre 3, montre que dans les approches de classification orientées objets, les algorithmes traitant de la segmentation en elle-même sont extrêmement variés, et pourtant d'un point de vue des solutions logicielles, seuls quelques algorithmes sont récurrents. Pour l'étape de segmentation, on retrouve très fréquemment, dans les logiciels spécialisés, des algorithmes assez simples fondés sur la détection des contours (*watershed delineation*) ou sur l'accroissement de région (*Seeded Region Growing*), alors que la revue bibliographique a montré des algorithmes multi-scalaires beaucoup plus performants (Chapitre 3) mais qui ne sont pas encore intégrés dans ces logiciels.

La raison qui motive le choix du logiciel ENVI<sup>®</sup> est donc sa disponibilité. Il offre l'avantage de disposer des méthodes de classification les plus répandues (ISO CLUSTER, Maximum Likelihood) permettant d'explorer dans un premier temps les possibilités de cartographie automatisée des orthophotographies.

## Chapter 2

# Debris-flow susceptibility of upland catchments

Published in Natural Hazards 67, 497–511 (2013)

### Table des matières – Contents

---

<b>2.1 Introduction</b>	<b>41</b>
<b>2.2 Material and methods</b>	<b>42</b>
2.2.1 Database compilation	42
2.2.2 Statistical analysis	45
<b>2.3 Results</b>	<b>46</b>
2.3.1 ANOVA tests	46
2.3.2 Fan/channel slope vs. Melton index	47
2.3.3 Prevalence effect on statistical model performances	48
2.3.4 Statistical models and performances	49
<b>2.4 Discussion and conclusion</b>	<b>53</b>

---

## Résumé

Une analyse de la bibliographie a montré qu'il était possible de distinguer les processus de charriage et de laves torrentielles sur la base d'indicateurs morphométriques des bassins versants torrentiels et de leur cône de déjection. Ces indicateurs sont l'indice de Melton, indice normalisé de l'énergie gravitationnelle du bassin versant, et de la pente du cône de déjection. L'étude de la variabilité de ces indicateurs a conduit à l'élaboration de modèles statistiques robustes, car construits sur des données réparties dans différents espaces montagneux du monde. Les modèles proposés sont des analyses discriminantes linéaires et des régressions logistiques. Ils montrent des scores de sensibilité et de spécificité très élevés. L'analyse de la littérature a aussi montré que la pente du chenal au-delà de laquelle le phénomène de lave torrentielle est observé diminue avec l'énergie gravitationnelle du bassin versant. Les limites de ce type d'approches ont ensuite discutées.

## Mots-clés

Laves torrentielles · Analyse de susceptibilité · Contrôles morphométriques · Analyse discriminante linéaire · Régression logistique

## Abstract

Over the last three decades, many regional studies in mountain ranges under temperate climate revealed that it is possible to discriminate debris-flow and fluvial fans from morphometric indicators measured at the scale of the catchment and the fan itself. The most commonly used indicators are the Melton index ( $R$ ), a normalized index of the gravitational energy of the catchment, and the fan slope ( $S$ ). A wide range of thresholds have been proposed for discriminating purpose, but these are generally based on a small population of catchments and may be highly influenced by ambiguous fans included in the data set. A database of 620 upland catchments from several mountain ranges under temperate climate was compiled from the literature to propose robust discriminant morphometric thresholds for debris-flow versus fluvial responses. Linear discriminant analysis (LDA) and logistic regression (LR) were performed using the whole data set, and a leave-one-out cross-validation was used to evaluate performances of the models. Sensitivity and specificity scores obtained for LDA and LR were 0.96 and 0.73, and 0.95 and 0.75, respectively. It is also shown that the channel slope above which debris-flow is observed decreases with the gravitational energy of the catchment. Limitations of the morphometric discrimination are discussed.

## Keywords

Debris-flows · Susceptibility analysis · Morphometric controls · Linear discriminant analysis · Logistic regression

## 2.1 Introduction

Small torrents are prone to extreme run-off events that may have dramatic consequences for exposed people and infrastructures. These events are generally triggered by intense convective rainfalls that occur on steep and eroded terrains. At the catchment outlet, these run-off events can take different forms depending on the sediment concentration of the flowing mixture. As this concentration increases, clear water run-off progressively transforms into a sediment-laden flood and finally into a debris-flow at a threshold around 50 % of sediment concentration. Although extreme floods in small torrents may induce catastrophic damages and loss of lives, it is generally recognized that the most dangerous torrents are those that are prone to debris-flows. A recent study in the Eastern Italian Alps showed that for a same return period, debris-flow volumes are two to three orders of magnitude higher than bedload volumes transported by floods (Mao *et al.*, 2009). It is also recognized that for a same drainage area, debris-flow peak discharges are much higher than those of floods (Hungar *et al.*, 2001). Therefore, in flood hazard assessment in mountains, there is a great concern to determine debris-flow susceptibility. It refers to the spatial probability of occurrence of debris-flow, that is, the likelihood that an event occurs in an area under particular physical conditions, not including the temporal dimension. This kind of analysis is often used as a first step in hazard assessment (Jakob, 2005).

Several literature studies focus on morphometric indicators to roughly assess the dominant flow type on alluvial fans and classify them into two categories: alluvial fans dominated by sediment gravity flows named debris-flow fans, and alluvial fans dominated by fluid gravity flows named fluvial fans (Jackson *et al.*, 1987). The pioneer works were initiated in the 1980s by Kostaschuk *et al.* (1986), Jackson *et al.* (1987) and Wells and Harvey (1987) who tried to identify the debris-flow hazard on alluvial fans using catchment and fan metrics. Studies conducted in the Canadian Rockies (Kostaschuk *et al.*, 1986; Jackson *et al.*, 1987) showed that the Melton index and the fan slope were the most powerful indicators to predict the dominant process occurring in the few small upland catchments they studied. The Melton index (or Melton's ruggedness number) is an index of the ruggedness of the catchment (Melton, 1965) and is calculated as the ratio of the catchment relief (difference between the maximal elevation of the catchment and the elevation of the fan apex) by the square root of the catchment area measured at the fan apex. It is a normalized index of the gravitational energy of the catchment. Fan slope is conventionally measured as the drop rate between the fan apex and the lowest point along the fan perimeter (Jackson *et al.*, 1987). These early works have been followed up by an increasing number of studies in different upland environments over the last 20 years (e.g. Marchi *et al.* 1993; Calvache *et al.* 1997; Sorriso-Valvo *et al.* 1998; Marchi and Brochot 2000; De Scally and Owens 2004; Rowbotham *et al.* 2005; Santos Alonso 2011; amongst others).

The prediction of the dominant sediment transport process at a catchment outlet from morphometric properties of both fans and catchments is based on several assumptions.



Alluvial fans are sedimentary deposits resulting from a long and complex history of aggradation and degradation cycles related to the changing nature of environmental controls affecting the sediment and water regimes of the catchment (Harvey, 1984; Blair and McPherson, 1994). During the long-lasting period of fan formation, it is likely that the dominant sediment transport process shifted from one type to another, as a response to land-use or climate change. Therefore, some of the present features visible at the surface or in the stratigraphic record of the fan may result from processes which are no more active today. The prediction of the dominant sediment transport process acting on the fan from morphometric indicators is based on two basic assumptions that may or may not be always valid. It must be assumed that (i) no change in the dominant transport process has occurred at the timescale considered in the study and that (ii) this dominant process can be inferred from the present morphological signature of the fan. Here, the timescale we considered as valid for the identification of the processes occurring on the fans is multi-decadal or secular.

Recent regional-scale studies compared debris-flows inventories with potential driving factors (topography, geology, land-use). Some of them proposed multivariate models integrating geological controls (D’Agostino and Marchi, 2001; Crosta and Frattini, 2004). These studies suggest that multivariate analyses are efficient methods to discriminate the processes occurring on the fans, but they are more difficult to implement considering the greater number of indicators needed, and their results are not significantly improved compared to more sparing bivariate models. Moreover, most of them are based on a reduced number of catchments (always below 130, and generally few tenths); thus, the discriminant thresholds proposed are not very robust. To build a broader-scale statistical model for flow type identification in upland catchments, we revisited these studies and compiled data from various alpine environments. Our objective was to test whether a robust statistical model, adapted to different regional conditions, could be obtained to discriminate debris-flow catchments from fluvial catchments by using only the two most widely used morphometric indicators for debris-flow susceptibility (Melton index and fan or channel slope). These two basic indicators present the advantage of being easily automatically extracted from DEM or contour-level maps. We tested two multivariate statistical models: a linear discriminant analysis (LDA) and a logistic regression (LR). The results and the performance of these two models were compared. Here, we present (i) the database compiled from the literature and (ii) the results from the two implemented statistical models.

## 2.2 Material and methods

### 2.2.1 Database compilation

A database of 620 small upland catchments was compiled from the alpine literature of the last three decades. We selected scientific papers and technical or academic reports in which relevant information can be obtained on catchment morphometry and geomorphic

## 2.2. MATERIAL AND METHODS

responses. For each catchment, we collected the Melton index ( $R$ ) calculated at the fan apex, the slope of the alluvial fan ( $S$ ), and the dominant sediment transport process at the catchment outlet (debris-flow vs. fluvial processes) (Table 2.1). For half of the studies, the data were digitized from graphs. For the others, the Melton index was calculated from the raw data given in the papers.

Table 2.1 – References used for database compilation of debris-flow and fluvial catchments classified by alpine regions

Region	n	Debris-flow catchments	Fluvial catchments	References
Australian Alps	31	16	15	Scheidl and Rickenmann 2010 Ceriani <i>et al.</i> 2000 D’Agostino and Marchi 2001 Mambretti 2009
Italian Alps	198	175	23	Marchi <i>et al.</i> 1993 Marchi and Cavalli 2007 Scheidl and Rickenmann 2010 Lenzi 2000
Apennines	31	26	5	Sorrison-Valvo <i>et al.</i> 1998 Malet <i>et al.</i> 2004 Marchi and Brochot 2000
French Alps	134	64	70	Renaître 2006 Thénard 2009 Liébault 2003
Swiss Alps	40	40	0	Scheidl and Rickenmann 2010
Pyrenees	5	3	2	Gomez-Villar and Garcia-Ruiz 2000 Hürlimann <i>et al.</i> 2006
Canadian Rockies	51	35	16	Jackson <i>et al.</i> 1987 Jordan 2007 Kostaschuk <i>et al.</i> 1986
North Cascade USA	12	12	0	Kovanen and Slaymaker 2008
Southern Alps NZ	118	73	45	De Scally and Owens 2004 De Scally <i>et al.</i> 2010
Total	620	444	176	

In one of the compiled studies, the fan slope was not reported but channel slope was available (Liébault, 2003). This concerns 51 fluvial-dominated catchments in the Southern French Prealps where the channel slope was measured in the field along a reach near the catchment outlet with a length equal to between 10 and 20 active channel widths. We considered that fan slope can be substituted by channel slope to characterize local (at-a-point) topographic conditions. In alluvial constructions, both are controlled by the sediment transport regime of the reach and both provide local gravitational conditions allowing conveying a debris-flow downstream.

Most of the studies we used identified the dominant flow processes thanks to field expertise of the fan/channel morphology or air-photographs interpretation, and a very few are purely based on historical archives (maps, past inventories or technical reports) about past activity. In those cases, the authors used the recognition of the actual flow process on the field to validate the historical data. Given the unavailability of the raw data used to classify each catchment, it was not possible to evaluate the classification and to propose our own interpretation of the dominant sediment transport process. Therefore, we supposed that the identification of debris-flow process in the case studies as robust and chose to consider only two groups of catchments: (i) those that are known to produce

debris-flows as attested by field surveys and/or historical documents, and (ii) those that never produce debris-flow. The fans presenting any of the evidences of debris-flow activity (lobes, boulder levees, isolated boulders on the fan surface with diameters exceeding about 1 m, amongst others (Kostaschuk *et al.*, 1986; Jackson *et al.*, 1987; Wilford *et al.*, 2004) were identified as debris-flow fans. Fans are classified as fluvial if any sign of debris-flow activity was recorded in historical archives and/or field surveys.

In the literature, other groups may be proposed, such as debris flood (Scheidl and Rickenmann, 2010) or mixed fans (Marchi *et al.* 1993; Marchi and Brochot 2000). We considered that these distinctions may be ambiguous and difficult to determine in the field or by using historical archives, so we decided to adopt a more objective binary classification. Mixed fans were classified as debris-flow fans, since it is recognized that they are susceptible to be affected by debris-flows. Debris flood fans were classified as fluvial fans, in agreement with the commonly used definition of debris flood, a term which refers to a rapid surging flow of water, heavily charged with debris (Hungar *et al.*, 2001). The presence of a free water surface in debris floods clearly shows that this type of flow is closer to water floods than debris-flows. From the 620 catchments in the database, 72% are classified as debris-flow and 28% as fluvial. We referred as fluvial processes when no evidences of debris-flow are reported for the site; in this case, we assume the channel is only shaped by bedload transport. The database presents a great prevalence of positive cases (a positive case being defined as an observation of the most dangerous phenomenon, i.e. the debris-flow in our case). This is not very common in natural hazards studies, where negative cases are generally much more prevalent than positive ones since dangerous phenomena are by nature infrequent (Beguería, 2006). The prevalence of debris-flow catchments in the compiled database is due to the integration of studies exclusively addressing debris-flow fans and to the propensity of authors to oversample debris-flow fans in their dataset. Another reason is that the revisited case studies mostly consist of catchments sampled along mountain valleys, where small, rugged catchments building debris-flow fans are much more frequent than large, mild-slope catchments dominated by fluvial processes.

The catchments are located in nine different alpine regions of the world: Apennines, Austrian Alps, Canadian Rockies, French Alps and Prealps, Italian Alps, North Cascade of USA, Pyrenees, Southern Alps of New Zealand, and Swiss Alps. The common physical features of all of these regions are the ruggedness of the relief and the humid-temperate or Mediterranean climates (arid and semi-arid mountains, as well as tropical mountains are not present in the sample, but Mediterranean conditions are: i.e. Apennines and Catalan Pyrenees and to a lesser extent Alps and French Prealps). On the over hand, they cover a very wide spectrum of geological conditions (sedimentary, metamorphic and volcanic rocks), palaeoclimatic heritages (glacial and periglacial conditions during the last glacial period), present-day tectonic activity, and hydrological regimes (from rainfall to melt-water dominated runoff).

### 2.2.2 Statistical analysis

An ANOVA analysis was first performed to validate that there are some significant morphometric differences between debris-flow and fluvial responses. Then two statistical procedures were tested to calculate discriminant thresholds of morphometric variables: (i) linear discriminant analysis (LDA) and (ii) logistic regression (LR). LDA, also known as the Fisher's discriminant analysis, is a statistical process searching for the projection axis which maximises the ratio of interclass to intraclass variability. Here, the response is a categorical dependent variable with two modalities (debris-flow vs. fluvial groups). The interclass and intraclass variances are calculated and kept constant. The calculated linear function of the log-transformed variables is the one that maximizes group separability and is defined as:

$$\log(S) = a \log(R) + b \iff S = e^b R^a \quad (2.1)$$

Log-transformed values of  $R$  and  $S$  were used to satisfy the normality condition of the LDA, but the standardization of the variables did not appeared necessary in our case. The logistic regression calculates the probability of belonging to a group and is often used to predict the occurrence of a binary variable by quantifying the effect of potential controlling variables. The response binary variable either takes a value of 0 for fluvial response or a value of 1 for debris-flow response. The probability that the response variable takes a value of 1 or 0 is noted as  $p$ . The logistic regression is based on the hypothesis that the logarithm of the odds ratio ( $\log\left(\frac{p}{1-p}\right)$  or logit function) is a linear function of the two control variables:

$$\log\left(\frac{p}{1-p}\right) = \beta_0 + \sum_{i=1}^{i=n} \beta_i X_i = \beta_0 + \beta_1 \log R + \beta_2 \log S \quad (2.2)$$

Here  $n = 2$ ,  $\beta_0$  is the constant term,  $\beta_i$  are the coefficients applied to the two predictive variables  $X_i$  which in our case,  $X_1$  and  $X_2$ , are the log-transformed  $R$  and  $S$ , respectively. The probability of belonging to the debris-flow response group is given by:

$$p = \frac{e^{\beta_0} R^{\beta_1} S^{\beta_2}}{1 + e^{\beta_0} R^{\beta_1} S^{\beta_2}} \quad (2.3)$$

These two kinds of multivariate statistical models were implemented in R software (Venables et al. 2012) with the functions `lda` and `glm`.

The compiled database of 620 catchments presents much more objects in the debris-flow group than the fluvial group (Table 2.1). The sample prevalence may have a negative effect on both LDA and LR. This is still under debate in the statistician community (Xue and Titterton, 2008; Jiménez-Valverde *et al.*, 2009); and there is no clear theoretical argument to conclude about a significant negative effect. We therefore performed the statistical processing with balanced and unbalanced training sets to test empirically the effect of prevalence on model performance. Balanced training sets containing 90% of fluvial catchments (158) and an equivalent number of debris-flow catchments (each training set

contains 316 objects) were randomly sampled 1000 times without replacement. Unselected catchments ( $n = 304$ ) were used to characterize the performance of the statistical models (referred as target sets). Unbalanced training sets were also sampled 1000 times, each containing 90% of catchments in each category (158 fluvial catchments and 400 debris-flow catchments). Target sets containing unsampled catchments were used to characterize the model performance (18 fluvial catchments and 44 debris-flow catchments). Sampling operation of balanced and unbalanced training and target sets was done twice to perform respectively 1000 LDA and 1000 LR models.

Results of the two models were compared for balanced and unbalanced response groups with two performance indicators not influenced by prevalence (Beguería, 2006). The first is the sensitivity score, which was calculated as the ratio of correctly predicted debris-flow catchments (true positives) in the validation set. The second one is the specificity score, which gives the ratio of correctly predicted fluvial catchments in the validation set (true negatives). As the logistic regression models give a probability of debris-flow response, we use probability threshold of 0.5 to establish in which category the response is predicted. It means that catchments with a probability of debris-flow response higher than 0.5 have a predicted debris-flow response and catchments with a probability to debris-flow response lower than 0.5 have a predicted fluvial response.

After comparing the results of the two designs with the two statistical models, we built the two final models taking into account the entire dataset. We compared both final models with receiver operating characteristic (ROC) curves (i.e., a graphical plot of the performance where the x-axis is the false positive rate (1 - specificity) and the y-axis is the true positive rate (sensitivity) both calculated for different thresholds).

We also evaluated the models by performing a Leave-One-Out Cross Validation (LOOCV) and calculated the 95% confidence intervals for the LDA and LR coefficients. This validation method consists in  $n$  repetition of model building ( $n$  is the number of observed catchments) taking  $n - 1$  catchments as training data and the remaining catchment as the validation data (i.e., each catchment is used once as validation data).

## 2.3 Results

### 2.3.1 ANOVA tests

A preliminary analysis for the entire dataset reveals significant differences between debris-flow and fluvial catchments for the two compiled morphometric parameters. ANOVA tests were performed with log-transformed variables (to obtain normal distributions) and they reveal significant differences for both Melton index and fan/channel slope with  $p$  value  $< 0.0001$  (Figure 2.1). Mean values of the Melton index are 0.79 and 0.27 for debris-flow and fluvial responses, respectively, and mean values of fan/channel slope were  $7.5^\circ$  and  $1.6^\circ$  for debris-flow and fluvial groups, respectively.

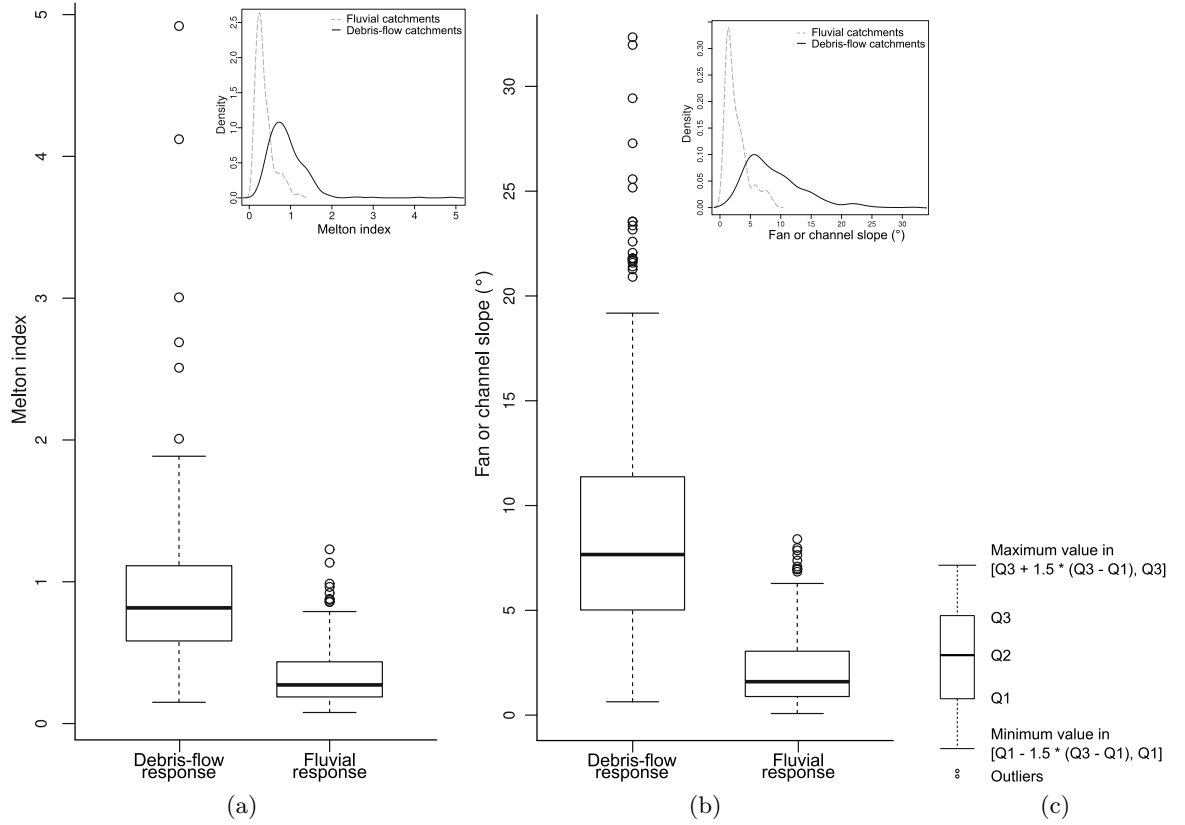


Figure 2.1 – Comparison of (a) Melton index and (b) fan or channel slope distributions for each response group; (c) values represented by the box plot, Q are quartiles

### 2.3.2 Fan/channel slope vs. Melton index

The distribution of debris-flow and fluvial catchments classified according to their geographic origin on a scatter plot of fan/channel slope vs. Melton index (referred as  $S/R$  scatter plot in the paper) is very instructive (Figure 2.2a). At first, it reveals that the fan/channel slope is a power function of the Melton index with an exponent of 1.07 ( $R^2 = 0.59$ ,  $p\text{-value} < 0.0001$ ). Steeper catchments produce steeper fan/channel slope, as already observed in many regional studies. Although a significant relation is obtained, the scatter is very high: for the same Melton index, the fan/channel slope spreads over two orders of magnitude. Secondly, it shows that debris-flow and fluvial catchments are clearly separated on the scatter plot. The fans dominated by debris-flow show higher energy catchments, a greater relief and also smaller catchments (i.e., a higher Melton index). Debris-flow catchments tend to occur for high values of both predictors, and fluvial catchment for low values, but the two groups overlap (Figure 2.1). Ninety five percent of fan slope observations lie between  $2.05^\circ$  and  $22.04^\circ$  for debris-flow catchments, and between  $0.46^\circ$  and  $7.27^\circ$  for fluvial catchments. Ninety five percent of Melton index observations lie between 0.29 and 1.71 for debris-flow catchments, and between 0.10 and 0.90 for fluvial catchments.

No geographical patterns are observed in the scatter plot. Catchments belonging to

different mountain ranges have similar ranges of  $S/R$  values and it is not possible to detect significantly different thresholds between regions (Figure 2.2b). The residuals of the linear regression are normally distributed for all the regions except for the Pyrenees and the North Cascade where the residuals are only positive. Catchments in these regions have steeper fan slopes for the same range of Melton values, but this is based on a very limited number of observations (5 for the Pyrenees and 12 for the North Cascade) and it is not possible to conclude about a specific behaviour for these regions.

The use of channel slope instead of fan slope does not show any effect on the scattering of the fluvial-dominated catchments (only the 51 catchments in the Southern French Prealps for which fan slope was not available and channel slope was used instead) (Figure 2.2c).

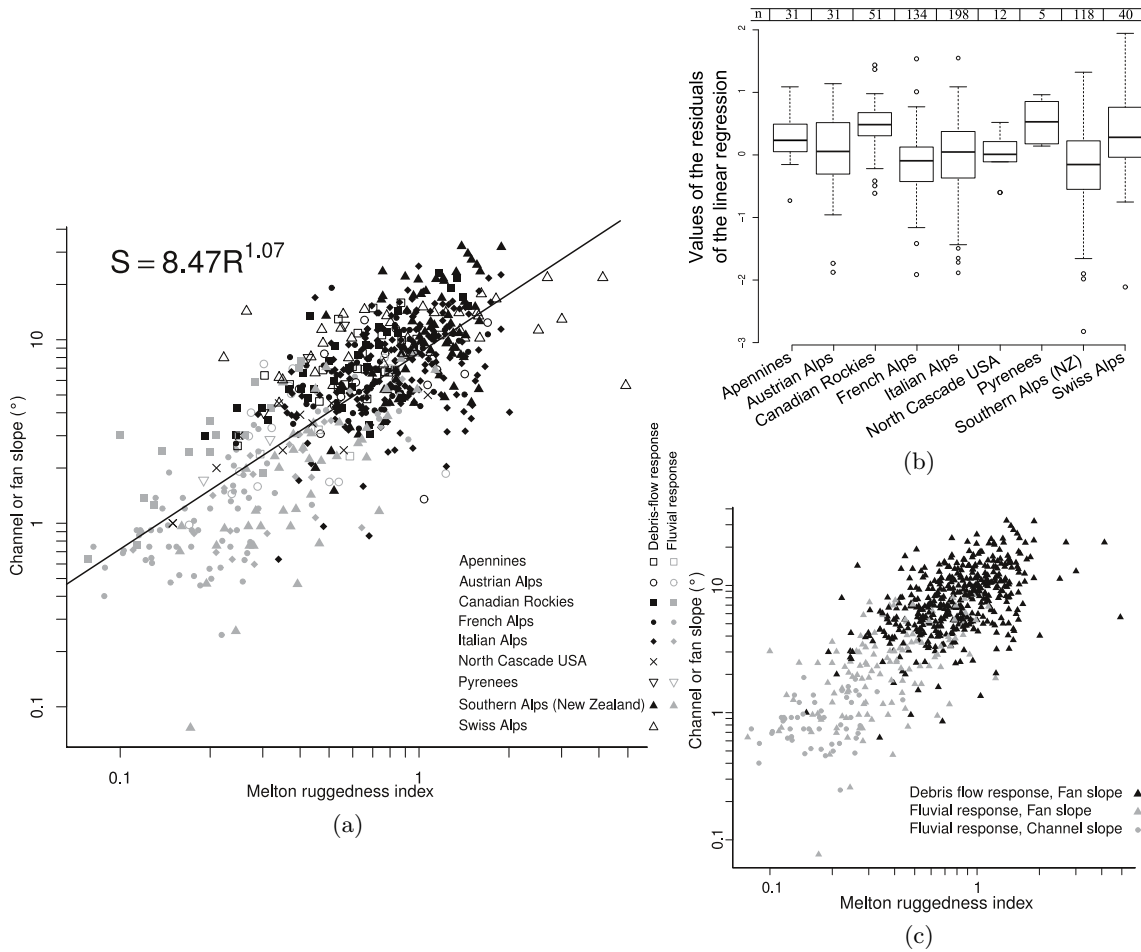


Figure 2.2 – (a) Scatter plot of the fan/channel slope ( $S$ ) versus Melton index ( $R$ ) for the 620 catchments classified according to their geographic origin; (b) Distribution of the residuals of the linear regression by region; (c) Comparison scatterplot of fan and channel slope ( $S$ ) versus Melton index ( $R$ ) for the 620 catchments

### 2.3.3 Prevalence effect on statistical model performances

The sensitivity and specificity scores of LDA models built with balanced and unbalanced response groups show significant differences (Figure 2.3a). The 95% confidence intervals for the sensitivity scores obtained with balanced and unbalanced groups are 0.89-0.94 and

## 2.3. RESULTS

0.91-1.00, respectively. Median values are also slightly higher for the unbalanced designs (0.96 for unbalanced designs vs. 0.91 for balanced designs). It means that prevalence does not have a negative effect on the sensitivity of LDA models. The 95% confidence interval of specificity scores is higher with balanced designs (0.61-0.93) compared to unbalanced designs (0.56-0.89) and the median values are also slightly higher for balanced designs (0.77 for balanced design and 0.73 for unbalanced design). Prevalence has a negative effect on specificity scores of LDA models. Since the objective of the study is to predict occurrence of debris-flow catchments, an unbalanced design for LDA is more appropriate as it allows a better prediction of debris-flow catchments even if a few fluvial catchments will be predicted as debris-flow catchments.

When we compare the sensitivity and specificity scores of the LR by taking balanced and unbalanced response groups, the results are similar to those found with LDA models (Figure 2.3b). The 95% confidence interval of sensitivity scores is much higher with unbalanced designs (0.89-1.00) compared to balanced designs (0.84-0.92). The median values show the same trend (0.88 for balanced design and 0.96 for unbalanced design). For the specificity scores, the 95% confidence interval is higher for the balanced designs (0.61-1.00) than for the unbalanced designs (0.56-0.95). Results are equivalent for the median values (0.83 and 0.72 for balanced and unbalanced designs, respectively). Prevalent datasets were also used for the final LR model since unbalanced designs tend to better predict occurrence of debris-flow catchments.

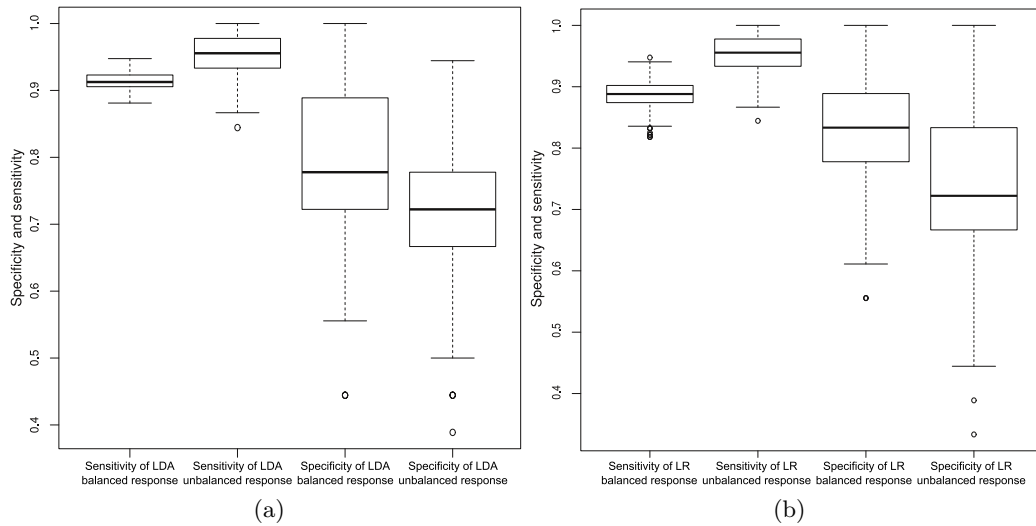


Figure 2.3 – Comparison of the sensitivity and specificity indicators for (a) the LDA models based on balanced and unbalanced responses; (b) the LR models based on balanced and unbalanced responses

### 2.3.4 Statistical models and performances

From a general graphical inspection of the results, the discriminant function provides efficient frontiers between the two groups of catchments (Figure 2.4). We built the LDA



model with the entire dataset (620 catchments):

$$S = e^{0.23} R^{-0.85} \quad (2.4)$$

This function revealed that the threshold fan or channel slope above which debris-flow occurs decreases when the Melton index increases.

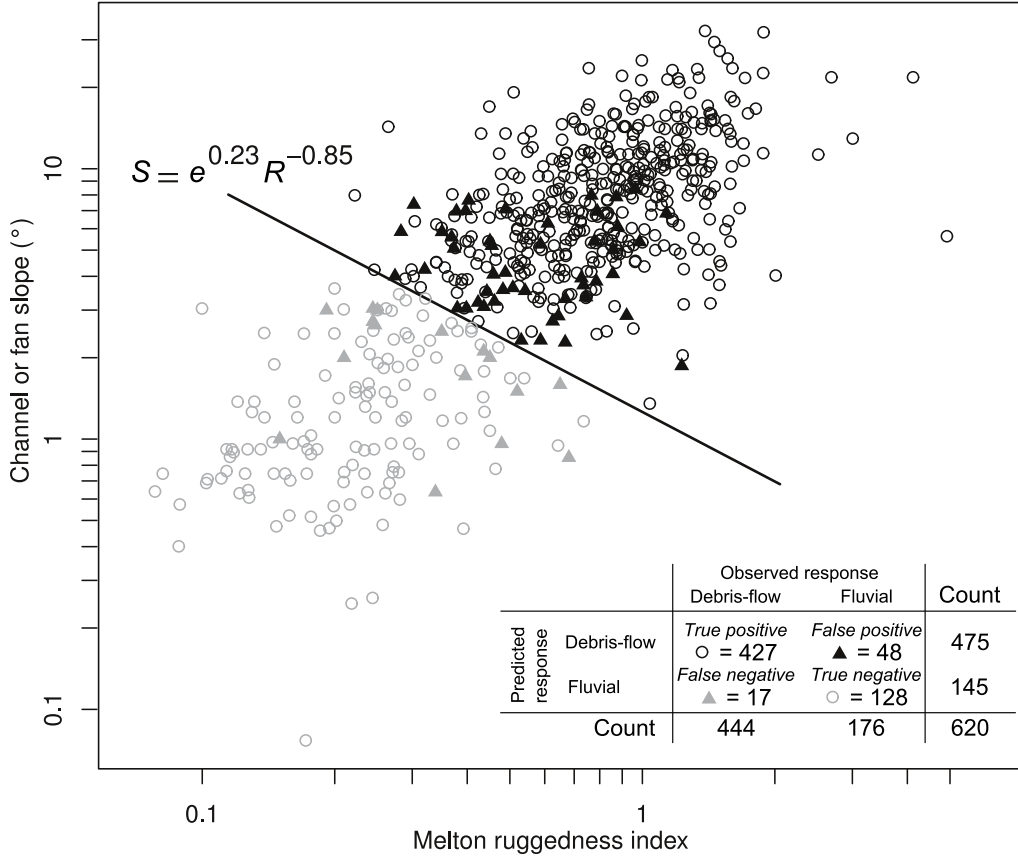


Figure 2.4 – Prediction of the catchments response with the LDA model

The LR model was also built with the entire dataset (Figure 2.5). From the logit function, we calculated the probability for a catchment to belong to the debris-flows group following equation (2.3). Here the coefficients of the logit function are:

$$\log \left( \frac{p}{1-p} \right) = -0.65 + 1.66 \cdot \log R + 2.00 \cdot \log S \quad (2.5)$$

Hence:

$$p = \frac{e^{-0.65} R^{1.66} S^{2.00}}{1 + e^{-0.65} R^{1.66} S^{2.00}} \quad (2.6)$$

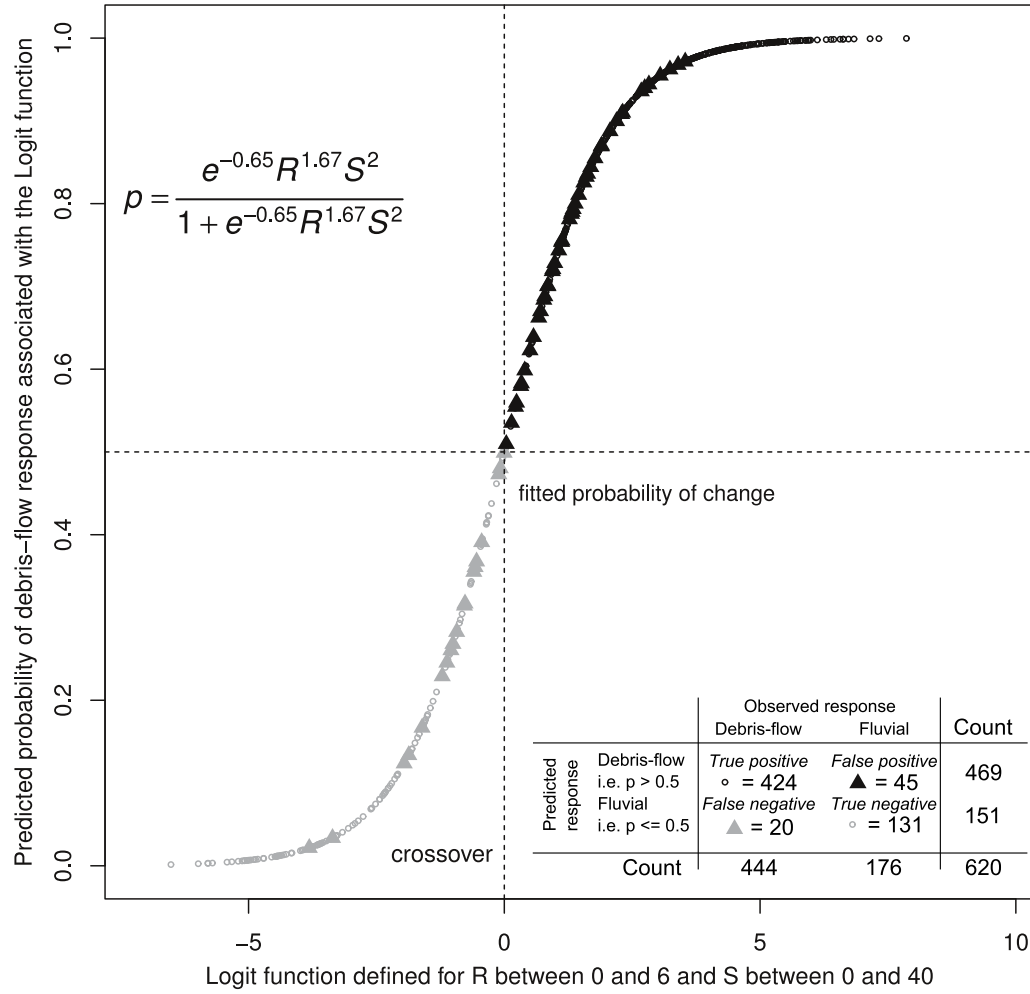


Figure 2.5 – Prediction of catchments response with the LR model

We focused on the effect of collinearity of the predictors, to know if we could apply both model without inducing a statistical bias. Indeed, the two predictive variables show a 0.59 coefficient of determination. We measured the Variance inflation factor (VIF) (O’Brien, 2007) in order to characterize the degree of collinearity. In our case, the VIF is only 2.44, which is much less than 4, 5 or 10, the thresholds proposed in the literature above which collinearity is expected to have a strong effect on parameters variance. This shows that some collinearity exists between the predictors but is not excessive. This means that the standard error for the coefficient of Melton is 1.56 times greater than if the collinearity between Melton and the fan slope was almost null.

Collinearity of predictors impacts the precision of the estimated coefficients of the regression but not their significance (p-value lower in both cases) and does not induce a statistical bias for the LDA model. We have considered a relation of the inverse form (the response depends primarily on fan slope and then on Melton), and the signs of the coefficients were unchanged (positive). In our case, this collinearity does not change the sign of the coefficients, so it does not change the sign of the estimated effect and plays a very negligible role in the statistical analysis.

Performances of the two statistical models were first compared with the sensitivity

and the specificity scores calculated on the training dataset. The LDA model shows a sensitivity of 0.96 and a specificity of 0.73. The LR model shows a sensitivity of 0.96 and a specificity of 0.75.

Performances were also characterized using a cross validation with the Leave-One-Out (LOOCV) method. For the LDA model, the 95% confidence interval of the slopes is between -0.87 and -0.83, and for the intercept between 0.21 and 0.25. For the LR models, the 95% confidence interval of  $\beta_0$ ,  $\beta_1$  ( $R$ ) and  $\beta_2$  ( $S$ ) are -0.60 and 0.70, 1.63 and 1.70, and 1.98 and 2.03, respectively. The global sensitivity and specificity for the 620 LOOCV LDA models are 0.96 and 0.73, respectively, and the percentage of correct classification is 0.89. The global sensitivity and specificity for the 620 LOOCV LR models are 0.95 and 0.75, respectively, and the percentage of correct classification is 0.89.

We evaluated the results of the two final models by building ROC curves based on the training dataset (Figure 2.6). The two ROC curves of the final models are very closed of each other and shows a high level of performance, as confirmed by the very high area under the curve for both model (i.e., 0.9393 and 0.9394 for LDA and LR respectively).

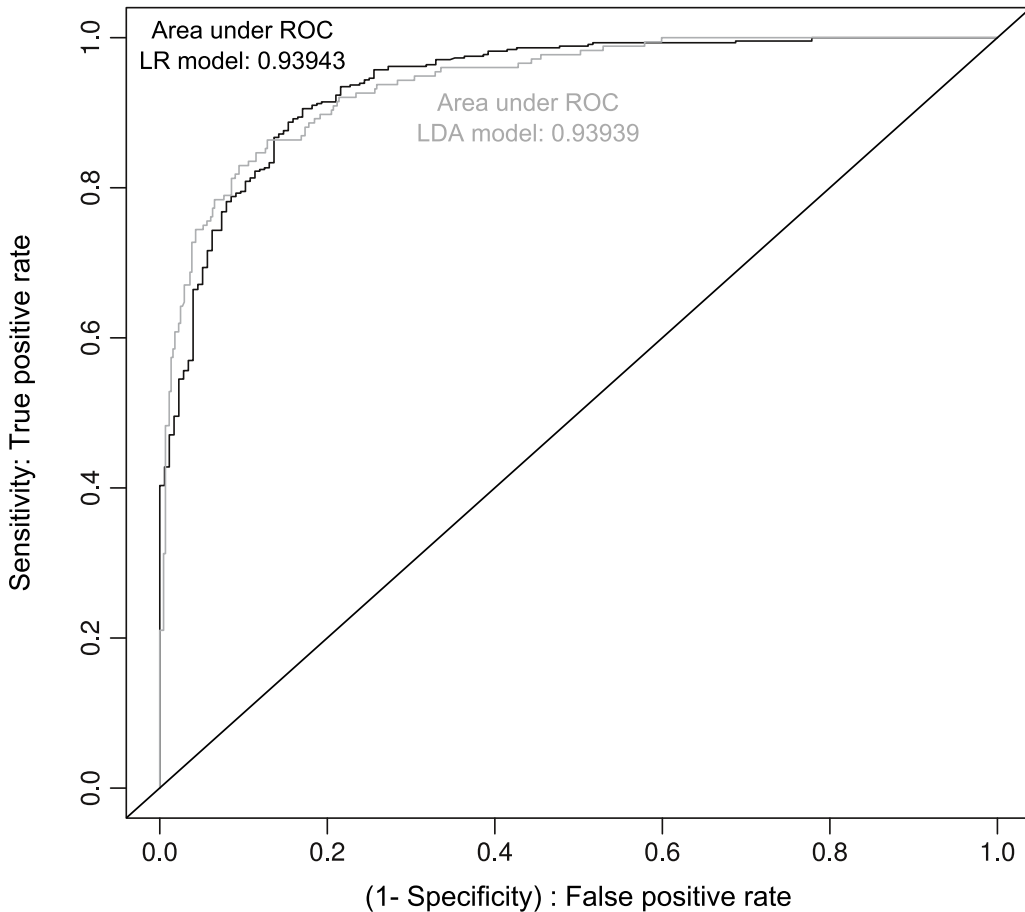


Figure 2.6 – ROC curve of the logistic regression unbalanced model prediction

## 2.4 Discussion and conclusion

Data compilation from 620 upland catchments in various mountain ranges of the world under temperate climate provided the opportunity to test the performance of morphometric indicators for the identification of catchments prone to debris-flow. This study confirms that the Melton index and the fan or channel slope are very good predictors of the dominant sediment transport process of small upland catchments. Debris-flow prone catchments are characterized by steeper catchments and steeper channel slopes than those which only produce bedload transport, as already observed in many regional studies (Kostaschuk *et al.*, 1986; Jackson *et al.*, 1987; Marchi *et al.*, 1993; Marchi and Brochot, 2000; De Scally and Owens, 2004; De Scally *et al.*, 2010).

Most of the previous studies (Jackson *et al.* 1987; Marchi and Brochot 2000; De Scally and Owens 2004) provided a unique threshold value for single morphometric predictors above which debris-flow may occur. However there is no discontinuity between debris-flow and fluvial response in the distribution of both morphometric indicators, and a great proportion of fluvial catchments take values of Melton and fan slope close to the median values of debris-flow catchments (Figure 2.1). Instead of using unique thresholds, the combination of the two indicators into the proposed discriminant function (with a slope  $> 0$ ) shows that the fan/channel slope threshold above which debris-flow occurs decreases when the Melton index increases. This is in good agreement with experiments of granular collapses over sloping bed (Hungr, 2008; Mangeney *et al.*, 2010) which shows that the slope of the deposit (an analogue to the fan slope) decreases with the increase of the slope of the plane along which the granular flow is routed (an analogue to the catchment gravitational energy). This suggests that the minimum slope at which debris-flows can propagate is controlled by the mean slope of the catchment.

We used LDA and LR to discriminate fluvial and debris-flow processes. These two models show almost identical sensitivity and specificity scores. LDA specificity is a little lower compared to LR model. Thus false alarms will be more frequent with the LDA. Both statistical models perform well, but better predictions are obtained with LR.

Table 2.2 – Scores of the local models when used to predict the response of the 620 catchments; Tp: True positive case, Fp: False positive case, Fn: False negative case, Tn: True negative case, (a) and (b) are formulas for lower and upper thresholds of  $R$

Models	Models Formulas	Tp	Fp	Fn	Tn	Sensitivity	Specificity
LDA (this study)	Equation (2.4)	427	48	17	128	0.96	0.73
LR (this study)	Equation (2.6)	421	45	21	131	0.96	0.75
Jackson <i>et al.</i> 1987 (a)		385	101	59	75	0.87	0.43
Jackson <i>et al.</i> 1987 (b)		383	76	61	100	0.87	0.57
Marchi <i>et al.</i> 1993	$S = -13.67 \cdot R + 7.29$	433	61	11	115	0.97	0.65
Marchi and Brochot 2000 (a)		377	68	67	108	0.85	0.61
Marchi and Brochot 2000 (b)		370	59	74	117	0.83	0.66
De Scally and Owens 2004		173	14	271	162	0.39	0.92

The various thresholds or discriminating functions proposed in the previous studies (Table 2.2) always show lower efficiency to predict the debris-flow response of catchment

located in other countries or other alpine regions, even if the thresholds proposed by Marchi *et al.* 1993 and Marchi and Brochot 2000 are better than the others. The results of the LDA and the LR models are also quite good locally, compared to the performance of the local models proposed in the previous studies (Table 2.3). The sensitivity and specificity scores of these two models are better or very close to those of the model proposed by Jackson *et al.* 1987, Marchi *et al.* 1993 and Marchi and Brochot 2000, even if the specificity of our models for the catchments studied by De Scally and Owens 2004 is low.

Table 2.3 – Scores of the local models and of the two regional models proposed in this study when used to predict the response of the local databases; n: the number of catchments of the local databases used; (a) and (b) are formulas for lower and upper thresholds of  $R$

Local databases	n	Sensitivity of the local models	Specificity of the local models	Sensitivity of LDA (eq (2.4))	Specificity of LDA (eq (2.4))	Sensitivity of LR (eq (2.6))	Specificity of LR (eq (2.6))
Jackson <i>et al.</i> 1987	42	0.93	0.64	0.93	0.79	0.86	0.79
Jackson <i>et al.</i> 1987	42	0.90	0.78	0.93	0.79	0.86	0.79
Marchi <i>et al.</i> 1993	47	1	1	0.98	1	0.98	1
Marchi and Brochot 2000 (a)	39	1	1	1	1	1	1
Marchi and Brochot 2000 (b)	39	1	1	1	1	1	1
De Scally and Owens 2004	59	0.95	0.83	1	0.17	1	0.28

The morphometric approach of debris-flow susceptibility assessment presents some limits. As we previously said, the distribution of both morphometric indicators for debris-flow and fluvial response overlaps which is critical for the discrimination of the catchment's response (Figure 2.1). The local slope we took into account is not always the fan slope, especially for fluvial fans in the Southern French Prealps. We considered that the channel slope is a good surrogate for fan slope when the channel is not constrained by bedrock.

The morphometric approach is restricted to the characterization of the minimum gravitational energy required for debris-flows to propagate along the stream network (steep catchments are expected to produce debris-flows susceptible to stop at lower slopes and then to travel longer distances). But debris-flow occurrence is only partly explained by gravitational energy. The spatial variability of debris-flow occurrence along a stream network is also controlled by the magnitude and properties of the sediment supply (Theule *et al.*, 2012). These sediment controls are very difficult to constrain at the regional scale, because they are closely linked with the geomorphic and geological variability of the landscape. We can argue that the morphometric approach provides a conservative assessment of debris-flow catchments, since the discriminant thresholds allow identifying all the catchments presenting enough gravitational energy to produce a debris-flow. Some of them will not produce debris-flow because sediment supply is insufficient or because the grain-size distribution of the sediment supply (which has an influence on the rheological properties of debris-flow) induces a lower than expected runout distance. Another limitation is that the morphometric approach ignores the conditions of sediment transfer in the catchment, which could be interrupted by sediment trap (i.e. glacial lakes) or a reduction of the gravitational energy along the streams from upstream to downstream (Jackson *et al.* 1987; Marchi *et al.* 1993).

This gravitational energy can be quantified by morphometric parameters that can be easily constrained at regional scales from low resolution ( $\approx 10\text{-}50$  m) Digital Elevation Models. The statistical models derived from this study are very useful for regional scale mapping of debris-flow susceptibility along a stream network. Each segment of the stream network can be classified according to its probability to be travelled through by a debris-flow.



## Chapter 3

# Hillslope erosion mapping from multi-resolution and multi-sources remote sensing data: application in the Southern French Alps

### Table des matières – Contents

---

<b>3.1 Introduction</b>	<b>59</b>
<b>3.2 Study area</b>	<b>62</b>
<b>3.3 Method</b>	<b>63</b>
3.3.1 Processing of the Landsat 7 ETM+ images	65
3.3.2 Processing of the infrared orthophotos	66
3.3.3 Combination of the Landsat 7 ETM+ images and the orthophotos	68
3.3.3.1 Accuracy assessment	68
3.3.3.2 Explanation for chosen the weights	69
<b>3.4 Results</b>	<b>70</b>
<b>3.5 Discussion</b>	<b>73</b>
3.5.1 Quality of the model compared to previous works	73
3.5.2 Problems and potential improvements	75
<b>3.6 Conclusion</b>	<b>79</b>

---



## Résumé

La caractérisation aux échelles régionales des zones en érosion est un enjeu important pour la mise en œuvre de l'approche d'évaluation de la susceptibilité torrentielle. Ces zones en érosion représentent en effet un apport sédimentaire potentiel au réseau hydrographique ; il s'agit donc d'un facteur de prédisposition très important pour le déclenchement de laves torrentielles, dont les impacts se répercutent bien en aval de leur introduction aux réseaux hydrographiques. Aux échelles régionales, une évaluation des volumes de sédiments impliqués n'est cependant pas envisageable avec les méthodes de terrain utilisées dans de petits bassins versants. Nous avons donc choisi d'utiliser des méthodes de télédétection avec des jeux de données disponibles à large échelle, en particulier des orthophotographies infrarouges (0,5m) et des images Landsat 7 ETM+. Après une brève revue bibliographique des méthodes couramment utilisées dans la littérature, la méthodologie développée spécifiquement dans le but de cartographier les zones en érosion sera présentée, avec sa mise en œuvre dans le secteur dans les Alpes du sud. Nous discuterons ensuite des apports scientifiques de cette méthodologie.

## Mots-clés

Erosion de versant · cartographie · multi-sources · multi-échelle (multiscale) · orthophotographies infrarouges

## Abstract

The demand for accurate land-cover maps, especially for erosion features is very needed in cases such as debris-flow susceptibility assessment because of the predisposing role of sediment supply on the debris-flow triggering and run-out. Such specific feature mapping required the development of an adapted methodological framework as only one land-cover class was identified. In this study, we proposed a new methodology to map erosion availability in the Southern French Alps, in order to prepare an input which will improve the debris-flow susceptibility assessment. At such a wide scale and in this context of mountainous area, erosion mapping is a critical issue, as the only available and accurate data source is the infrared orthophotos (0.5m). Helped with the Landsat 7 ETM+ images, we defined a new complex combination of classification models to take advantages of the spatial resolution of the orthophotos and of the wide spectral resolution of Landsat 7 ETM+ images. Results showed that this combination of multi-source and multi-resolution data significantly improved the erosion patches detection as the global overall accuracy of the classification of orthophotos of the validation dataset is 90%.

## Keywords

Hillslope erosion · mapping · multi-sources · multi-scales · infrared orthophotos

### 3.1 Introduction

In alpine environments, it is common to find patches on hillslopes where the surface is almost continuously eroded by geomorphic agents. The persistence of instability on these terrains prevents a sustained vegetation establishment, and maintains exposure of bedrock or colluvium. When these active surfaces are coupled with the stream network, they can have a dramatic impact on the sediment supply to stream channels. The most active debris-flow torrents in the European Alps are always associated with large active erosion cells in their catchment. This is for example the case of the Illgraben in the Swiss Alps, an emblematic debris-flow torrent which delivers much of the Upper Rhône River sediment load (Bennett *et al.*, 2013). Another reported case is the Réal Torrent in the Southern French Alps, where the recurrent debris flow occurrence (several each year) has been associated with large active gullies cut in deep fluvio glacial deposits (Navratil *et al.*, 2013). It has been also long recognized that sediment yields of upland streams can be controlled by punctual sediment sources, typically representing less than 10% of drainage area (Mosley, 1980; Benda and Dunne, 1997; Gomez *et al.*, 2003). In this context, extracting the spatial distribution of active erosion patches is critical for the anticipation of natural hazards related to sediment disasters (debris flows and torrential floods), but also for the catchment-scale management of sediment transport in environmental studies.

In the Southern French Alps, the recent deployment of X-band meteorological radars dedicated to the real-time forecasting of extreme rainfall events has increased the demand for regional-scale debris-flow susceptibility maps (Westrelin *et al.*, 2012). These maps are expected to deliver spatially explicit information about small catchments prone to debris flows from the extraction of relevant geomorphic properties that can be constrained at the regional scale. One key element for the identification of these torrents is the presence of active erosion patches in their catchment, which concentrate in relatively small areas large quantities of renewable loose debris where debris flows can initiate. These potential triggering areas can be easily recognized on high-resolution orthophotos and manually digitized using classic GIS toolkits.

In early studies (Ray, 1960; Trustrum and Stephens, 1981; Morgan and Nalepa, 1982), experts interpreted erosion patches for small to medium-sized catchments, typically less than 1000 km<sup>2</sup> (Marden *et al.*, 2005). This operation is too much time consuming for larger areas. The development of automatic mapping procedures was therefore necessary, not only for the production of regional-scale decision-support tools, but also for improving reproducibility in erosion mapping.

Studies that can help us to assess sediment availability can be classified in two main categories: those which are specifically designed for quantifying erosion rates at large scales (using remote sensing methods to characterize soil coverage and imperviousness, (King and Delpont, 1993)) and those which are developed for land use / land cover mapping purpose. In the first category, the use of statistical and physical modelling is dominating; the modelling process integrates the use of remote sensing for soil coverage evaluation

(Benzer, 2010; Jain and Das, 2010; Krasa *et al.*, 2010). The second category experienced a growth in term of number of papers since about twenty years, as remote sensing and image analysis considerably spread to respond to large scale geo-localized databases demand. Example of erosion features mapping are rare in the literature but some papers (Metternicht and Fermont, 1998; Vrieling *et al.*, 2007; Torkashvand, 2010) show methods especially designed using Landsat 7 ETM+ images or orthophotos analysis.

A second generation of remote sensing studies appeared to automatically map the landscape. They mainly focused at first on the vegetation coverage mapping, explaining the invariable use band ratios thresholds (Pickup and Nelson, 1984) and vegetation indices (Cyr *et al.*, 1995). Several vegetation indices followed, to exploit the spectral response of green chlorophyllian leaves (PVI, TSAVI, amongst others). Even if the strength of this kind of approach has widely been demonstrated, allowing to isolate vegetation patches, it suffered of misclassification issues between non vegetation features, for example between erosion patches and roads. A unique threshold is in that case insufficient to discriminate the features. Following this observation, many more sophisticated methods were developed and can be classified in two categories: i) supervised and ii) unsupervised designs. Some of these developments were specifically designed for erosion mapping, but most come from the land-cover mapping broader topic. Examples of supervised methods used for erosion features mapping are the Maximum Likelihood Classification (Hochschild *et al.*, 2003; El Tahir *et al.*, 2010), the Gaussian Mixture Models (Floras and Sgouras, 1999), the Minimum Distance Classification as the Discriminant Function (Coulibaly and Goïta, 2006) for surficial deposits mapping, Parallelepiped Classification as the Non-Parametric rules (Yüksel *et al.*, 2008a; Eroglu *et al.*, 2010), Nearest Neighbour (Schneevoigt *et al.*, 2008) and Spectral Angle Mapper (Chikhaoui *et al.*, 2005). Other examples of supervised methods families were not specifically used for erosion mapping but involved other land covers, as the Parallelepiped Classification, e.g. Mahalanobis distance (Carrão *et al.*, 2008), the Support Vector Machine (Huang *et al.*, 2002; Zhu and Blumberg, 2002; Dixon and Candade, 2008) and finally the Neural Network (Berberoglu *et al.*, 2000; Ashish *et al.*, 2009; Aitkenhead and Aalders, 2011). Some models can either be used within supervised or unsupervised designs: the end-members and unmixing models. Examples of erosion assessment using unmixing can be found in Haboudane *et al.* (2002) and Metternicht and Fermont (1998). The Decision tree models, compatible with integration of expert knowledge, appeared thirty years ago but were only used for land cover classification problems since the late 90's (Friedl and Brodley, 1997; Pal and Mather, 2003; Schneevoigt *et al.*, 2008). Other kinds of designs which do not need a training dataset are call clustering or unsupervised methods (based on similarity metrics and clustering criteria). The algorithm ISO-DATA was used by Bannari *et al.* (2007) for erosion assessment. Other algorithms as K-means (Han *et al.*, 2004) or Hierarchical Clustering (Gonçalves *et al.*, 2008) are the most often found in the literature for classical problem of land use classification. Between those two approaches, hybrid methods have more recently appeared (Kuemmerle *et al.*, 2006).

All those methods supervised or not, have shown their great potential to predict land

cover since the validation step often scores higher than 70% for overall accuracy. However, for the unique land cover classification problem we study, the erosion patches mapping, some progress is still needed. Some of these methods are not suited for unique class identification as they attempted to disseminate all the pixels of an image into classes with identical rates. At a wide scale, the variability of spectral values for a class is very high, and it is reinforced in our case by the number of images to process, in which the conditions of shooting can greatly vary (angle of incidence). The methods introduced previously have to be adapted for our large scale unique feature classification objectives, for example by being integrated at multiple scales.

Beyond recent advances in classification algorithms, erosion mapping also benefitted from progress in image segmentation, which initiates a shift from pixel-based toward object-oriented mapping designs (Kettig and Landgrebe, 1976; Nazif and Levine, 1984). Indeed, pixel-oriented approaches showed their limits (Drăguț and Blaschke, 2006) as even for a multivariate analysis of pixels, the topological relationships of neighbourhood or shape information are not included. The object-oriented approach allows to reduce the noise, isolated pixels classified in a different class from their neighbourhood, also known as the salt-and-pepper effect of the classification result. Some of these methods present the advantage to be already implemented in public and commercial softwares as eCognition (Baatz and Schäpe, 2000; Benz *et al.*, 2004), SAGA<sup>®</sup> (Böhner *et al.*, 2006) or ENVI<sup>®</sup> feature extraction workflow (Xiaoying, 2009). This last one has already been proved efficient when used on orthophotos for riverscape (Wiederkehr *et al.*, 2010; Bertrand *et al.*, 2013b) and mountainous landscape mapping (Gholoobi *et al.*, 2010).

Within a regional-scale natural hazard management perspective, it is already possible to identify debris-flow prone catchments using statistical laws based on relief descriptors that can be extracted from Digital Elevation Models (DEMs) (Bertrand *et al.*, 2013a). But to better constrain debris-flow susceptibility, it is crucial to integrate information relative to sediment supply conditions in upland catchments. Thus, this paper presents a new method specifically designed for erosion mapping in the alpine environment, using a multi-scalar approach with multi-source data. Hillslope erosion objects are considered within our image analysis approach as exposed (unvegetated) areas. We hypothesize that using combined supervised classification designs, associated with multiple data sources (with various spatial and spectral resolutions) allows mapping precisely erosion cells. Indeed, we think that combining multiple maps of erosion patches built with various algorithm allows to better identify erosion areas because if the information is redundant, the probability to well map the erosion patches is higher than if we consider only one single algorithm. This kind of approach, sometimes implemented in the 2000s for land-cover mapping (Liu *et al.*, 2002), has never been proposed in the particular case of erosion mapping.

## 3.2 Study area

The study area covers most of the Southern French Alps and includes the upper Durance and Drac river basins and the entire Var river basin (Figure 3.1). It spreads over about 16 800 km<sup>2</sup> and corresponds to the three administrative units of the Hautes-Alpes, the Alpes-de-Haute-Provence, and the Alpes-Maritimes departments (Easting range: 5°30'E to 7°42'E, Northing range: 43°28'N to 45°08'N). Elevations range from sea level to 4100 m asl, the highest elevations being located in the Ecrins Massif, in the northern Hautes-Alpes. Both physical and land-use features of the study area show a high spatial variability, from the near pristine conditions of the high-elevation mountains located in the national parks of the Ecrins or Mercantour ranges, to the intensive agricultural landscapes of the Durance valley and Valensole plateau. The study area can be subdivided in three regions of relative homogeneity in terms of physical (geology, relief, and climate) and land-cover conditions.

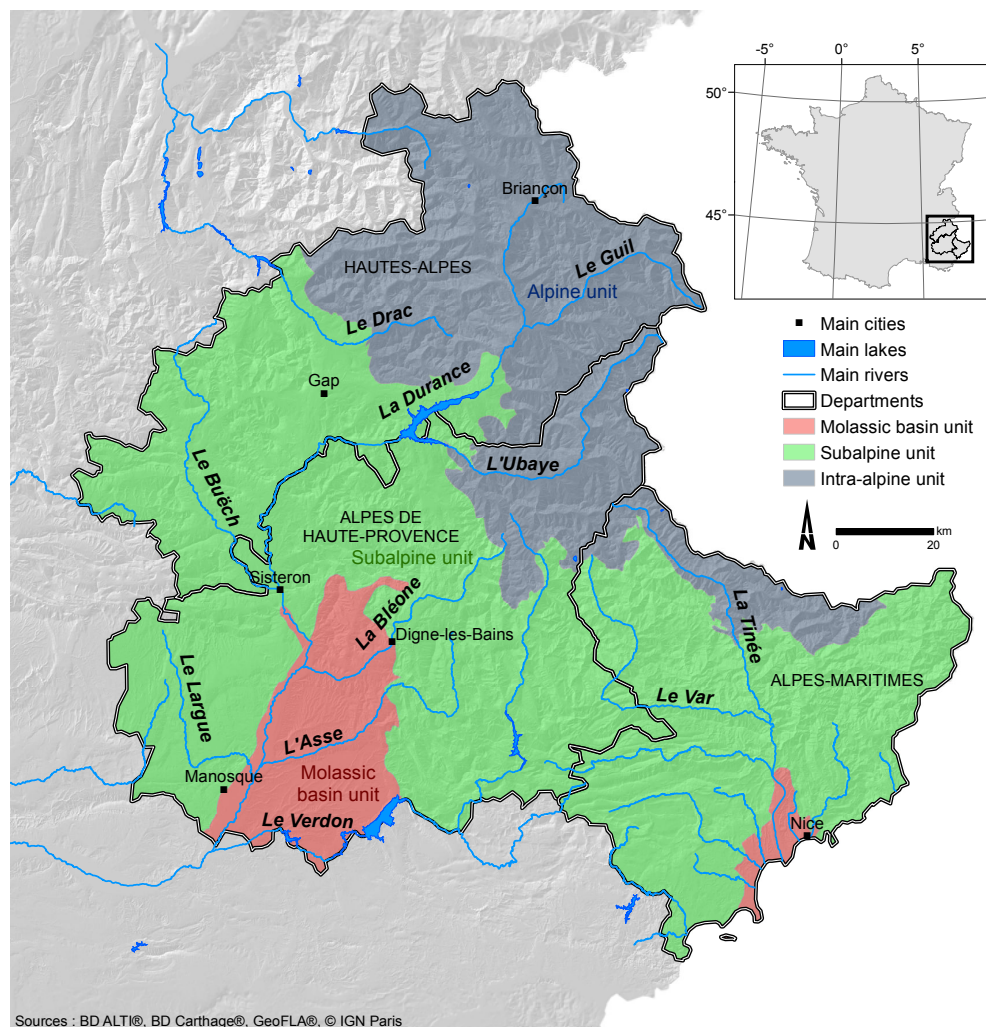


Figure 3.1 – Study area and main physiographic units

The most extended part of the study area corresponds to the subalpine unit, a region of low-elevation mountains (maximum elevations generally below 2500 m asl) entrenched in Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks (mostly alternating sequences of limestone and

### 3.3. METHOD

marls). There is not any glacier in this unit, and even during the last glacial period, glaciers occupied only a very small fraction of the landscape, like the very upper Bléone River basin, or the Durance River valley upstream of Sisteron. The climate is sub-Mediterranean, with mean annual precipitation around 800-950 mm, and heavy rainfall during autumn and spring. Summer and winter are dry. A north-increasing gradient of rainfall and south-increasing gradient of temperature prevails.

On the northern side of the subalpine ranges, a unit of high-elevation mountains is found, with maximum elevations ranging between 3000 and 4000 m asl. We can refer it as the intra-alpine unit, which geology is much more complex than for the subalpine unit. This region is characterized by the outcropping of the crystalline Palaeozoic basement of the Alpine range (granite and schist), and the presence of thrust nappes composed of Cretaceous flysch. Mesozoic sedimentary rocks are also outcropping in the most northeastern part of the unit (limestone, gypsum). Some glaciers are present in the highest ranges (like the Ecrins-Pelvoux Massif) and the glacial imprint of the Würmian period is very important. The climate is mountainous, with important snow cover during winter. Mean annual precipitations are generally above 1000 mm.

A third unit corresponds to the molassic basin unit, which is only present in the southern parts of the Alpes-de-Haute-Provence and Alpes-Maritimes. This small region is composed of Tertiary molassic rocks (mainly conglomerate), with low relief (maximum elevations around 900 m asl). The climate is Mediterranean, with hot and dry summers, and mean annual precipitation around 750 mm.

### 3.3 Method

The available remote sensing data used (Table 3.1) shows various spectral and spatial resolutions. Landsat 7 ETM+ images have a coarse resolution but a wide spectral range, useful to distinguish erosion from other patches. We used three summer images in different path/row scenes dated from 2001 to 2003. More than 800 orthophotos with 50 cm resolution were used in addition to satellite images. They were acquired in July and August 2009. Extents of the raw images used are presented in Figure 3.2.

Table 3.1 – Available data

Dataset	Description	Accuracy - Resolution - Scale	Date
BD Topo <sup>®</sup>	Scrubland, lake, build-up, road and railway features	Digitized at 1:10000, accuracy between 0.5m and 10m depending on the method used	2011
Landsat 7 ETM+ <sup>®</sup>	Large scale images within visible and infrared spectral regions	30 m resolution	2001 - 2003
BD Ortho IRC <sup>®</sup>	Infrared orthophotos	0.5m resolution	2009

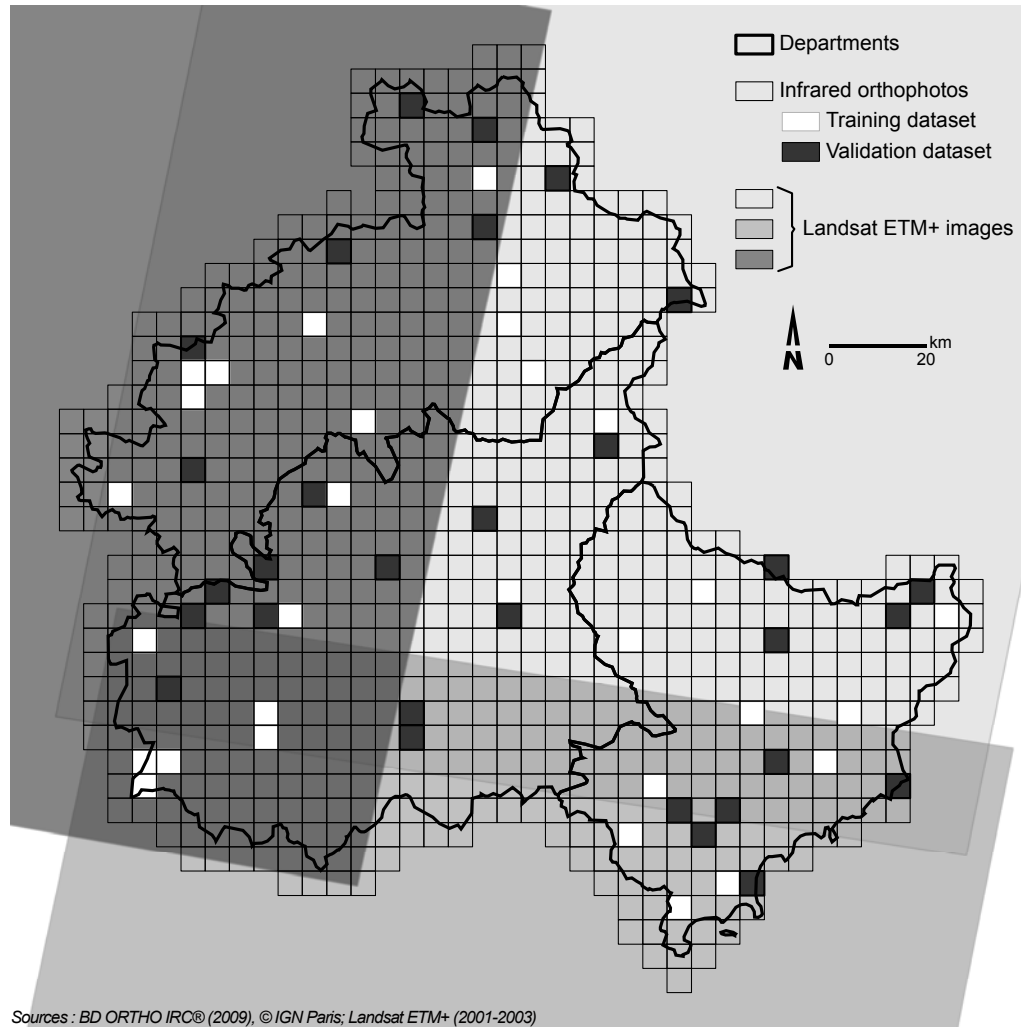


Figure 3.2 – Available remote sensing images and location of the training and validation orthophotos datasets

GDAL<sup>®</sup> (Geospatial Data Abstraction Library) library (<http://www.gdal.org/>) was used to pre-process the images (reduce the size, change the format), ENVI EX<sup>®</sup> 4.8 software and its associated programming language (<http://www.exelisvis.com/>), were used to perform image segmentation (feature extraction workflow) and some of the methods of classification, also in association with R 2.14 software (<http://cran.r-project.org/>) to perform other statistical analyses, and finally ArcGIS<sup>™</sup> 10.0 software and Python<sup>™</sup> 2.7 scripts were used and developed for other image processing and spatial vector analysis.

As the mapping purpose is focused on the erosion patches, which do not show an equally distributed spatial representation with the other land covers taken together and because of the high degree of misclassification which could exist between numerous land uses as the roads, buildings, arable lands and truly eroded bare soil areas, we think that unsupervised methods would not have been appropriate, so we only tested supervised methods. We chose to use various commonly used supervised classification methods which have been largely proved to be efficient in the literature. It is hypothesized that their weighted combination provides advantages of the spectral resolution of Landsat 7 ETM+ images and of the fine

### 3.3. METHOD

spatial resolution of the infrared orthophotos. The approach is presented in Figure 3.3a. We combined both pixel-based and object-oriented approaches, respectively with the two sources of images: Landsat 7 ETM+ data and infrared orthophotos. The training and validation datasets are independent (Figure 3.2) and both constituted from a visual expert interpretation of 30 orthophotos segmentations randomly selected (10 randomly selected per department). In those two datasets, the polygons were separated into erosion / non erosion classes.

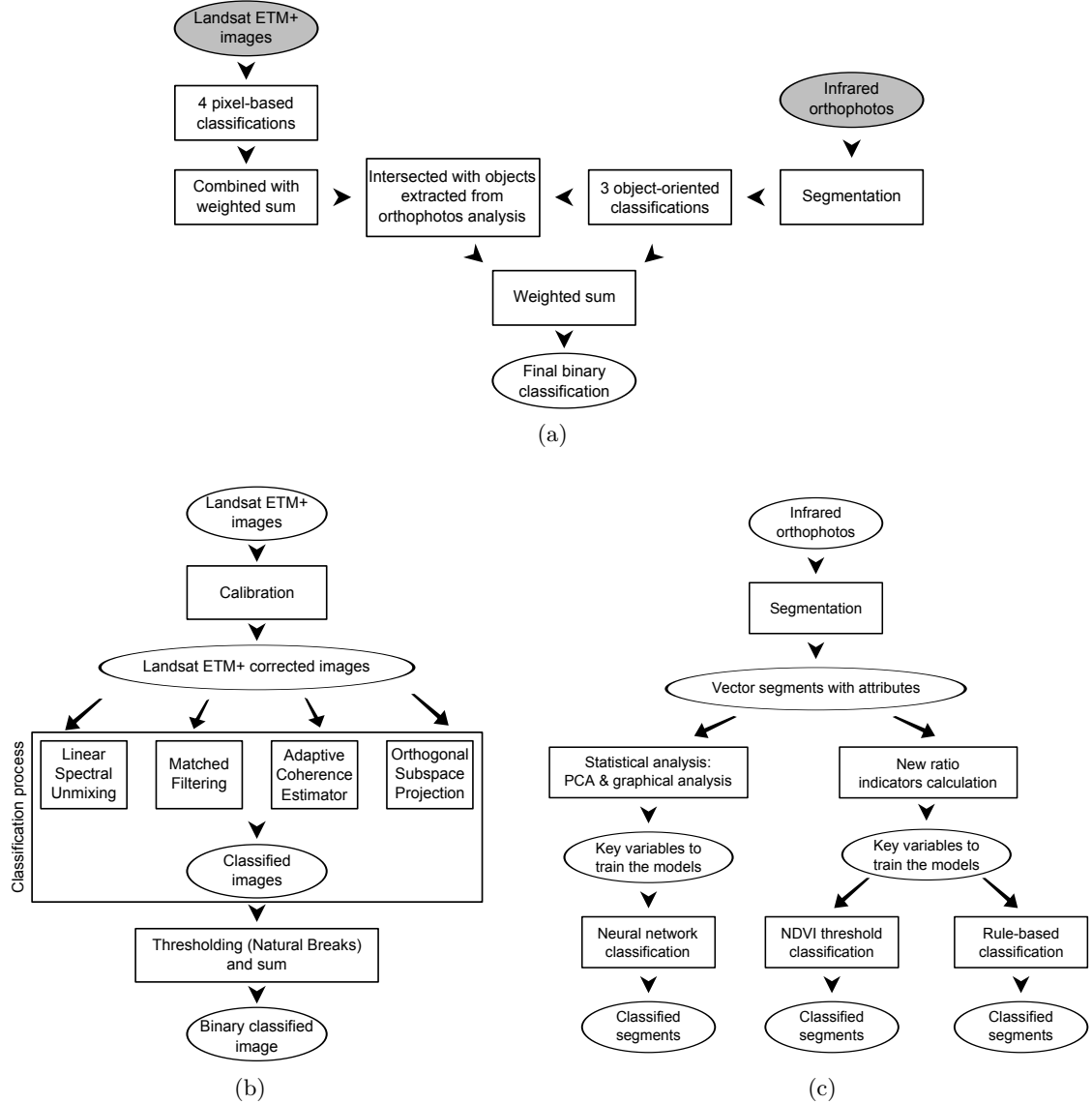


Figure 3.3 – (a) Overview of the general approach; (b) Workflow of the Landsat 7 ETM+ images processing; (c) Workflow of the infrared orthophotos processing

#### 3.3.1 Processing of the Landsat 7 ETM+ images

We chose a pixel-oriented approach to classify the three Landsat 7 ETM+ images into the two predefined categories (erosion patches / non erosion patches). The Landsat 7 ETM+ images were first calibrated using the inclination of the sun during the image



acquisition and Digital Number values were converted to reflectance. To build end-members signatures for each class, the training dataset (objects extracted from orthophotos) was characterized with corrected values of reflectance of each of the six spectral bands of the Landsat 7 ETM+ images. Four pixel-based supervised classifications were performed based on the end-member signatures: Linear Spectral Unmixing, Matched Filtering, Adaptive Coherence Estimator and Orthogonal Subspace Projection (Figure 3.3b). Each of the four outputs showed continuous values, the highest corresponding most likely to the erosion areas. Each output was reclassified in four classes with the natural break discretization method, with values ranging from 0 to 3, and reclassified outputs were then summed in order to identify redundant classification of erosion patches with the four end-members based methods. Values 0 and 1 were considered as areas where no erosion occurs (i.e. at best one of the outputs showed a small probability to be classified as an erosion patch). Values between 2 and 12 which represent highest cumulated probabilities were classified as erosion prone areas. This first model of pixel based classification of Landsat 7 ETM+ images is further integrated at a larger scale within the object-oriented approach which is described after.

### 3.3.2 Processing of the infrared orthophotos

A general overview of the workflow is presented in Figure 3.3c. Infrared orthophotos were first cropped in quarters with GDAL<sup>®</sup> to be segmented with ENVI<sup>®</sup> procedures (Xiaoying, 2009) within an IDL<sup>®</sup> script. After a few tests with visual expert validation, scale parameter was set to 40, and merge parameter to 90 in order to aggregate finer segments. Each segmentation was exported into vector files containing all the geometrical, spectral and textural attributes. Three object-oriented supervised methods of classification were tested: Neural network, Rule-based classification and a NDVI threshold. Those methods were chosen because of their frequent use in the literature, and their good efficiency.

The first method implemented is the Neural Network model. As multicollinearity between the raw attributes can be very high and in order to reduce the computational time needed to train a very complex network, we performed a preliminary statistical analysis to choose the most significant variables for the erosion mapping purpose. A Principal Component Analysis (PCA) (Figure 3.4a) was performed in R software to determine correlations between each spectral, textural and geometrical parameter. The Neural Network model was then performed on a group of seven variables chosen from a graphical analysis of the PCA (see correlations on Figure 3.4b). The last one used the following variables: Minimum infrared band, Average infrared band, Minimum green band, Average green band, Infrared / red simple band ratio, Hue and Saturation combined within two layers neural network (hidden layer has seven neurons) with log-sigmoid transfer functions. This combination has been previously tested and validated (Shen, 2012) and showed the highest scores compared to different groups of raw variables.

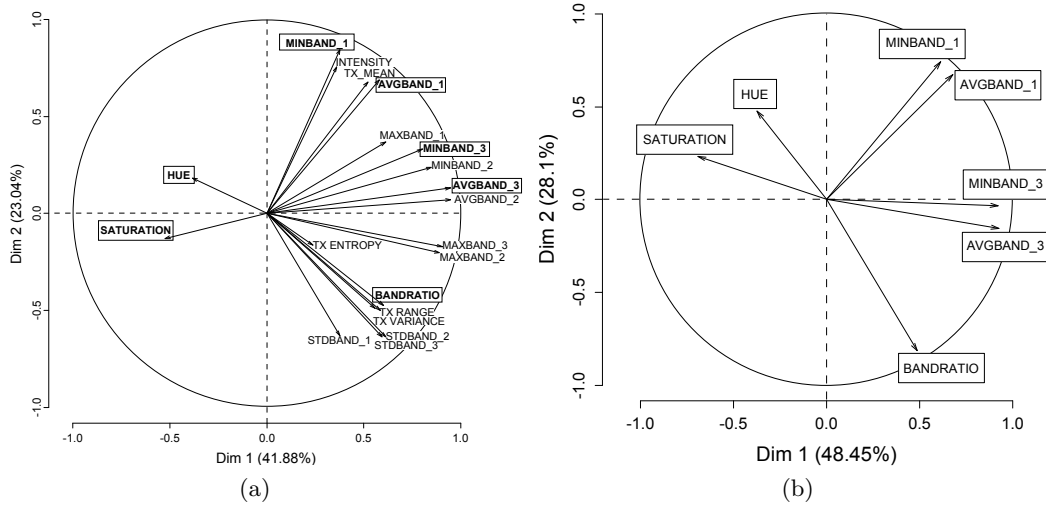


Figure 3.4 – (a) Preliminary statistical analysis (PCA) of the raw variables extracted by the ENVI<sup>®</sup> feature extraction workflow on orthophotos; Geometric indicators were not considered as discriminating and were not included in this PCA; (b) Group of seven variables chosen from an graphical analysis of the preliminary PCA, used for the Neural Network model implementation

As we worked at a regional scale, spectral properties of erosion areas can spatially vary depending on the lithology of rocks and the exposure (date and incident angle of the sun). To normalize values observed we added three new indicators (Eq. 3.1-3.3) to use as new variables for classification purpose, calculated as the Normalized Difference Vegetation Index (Krieger *et al.*, 1969), with band ratios:

$$\text{Rate 1} = \text{NDVI} = \frac{\text{Average infrared band} - \text{Average red band}}{\text{Average infrared band} + \text{Average red band}} \quad (3.1)$$

$$\text{Rate 2} = \frac{\text{Average infrared band} - \text{Average green band}}{\text{Average infrared band} + \text{Average green band}} \quad (3.2)$$

$$\text{Rate 3} = \frac{\text{Average red band} - \text{Average green band}}{\text{Average red band} + \text{Average green band}} \quad (3.3)$$

The values of infrared, red and green bands are averaged within the objects extracted with the segmentation step. These new indicators were used in the two last classification models. The second supervised classification of the orthophotos is a rule-based classification (Eq.3.4) of polygons which was empirically defined based the three new indicators (Rates 1, 2 and 3). An expert assessment of the classification efficiency using the following rule of decision was performed in various physiographic contexts.

$$\text{Erosion} = (\text{Rate 1} \leq 0.1 \mid \text{Rate 2} \leq 0.1) \& (\text{Rate 3} < 0.05 \& \text{Rate 3} > 0) \quad (3.4)$$

Finally we used a NDVI threshold to discriminate vegetated areas from erosion prone area, which has been often proved as a very efficient cover indicator (Carlson and Ripley,

1997). Polygons with NDVI values higher than 0.1 were classified as non-erosion patches (the value is a little higher than the threshold found in the literature to take into account the seasonal low alpine vegetation). This model is less restrictive as it only takes the NDVI threshold into account; whereas the previous one integrated also Rate 2 and Rate 3 (Rate 1 is the NDVI).

### 3.3.3 Combination of the Landsat 7 ETM+ images and the orthophotos

The pixel-based classification of Landsat 7 ETM+ images was then integrated by overlaying with the polygons informed with the results of the three object-oriented classifications (the Landsat 7 ETM+ classification converted into polygons intersects the object-based approaches over 80%).

Here we propose a model which is a weighted combination of the designs described previously. We preferred the weighted combination instead of a design based on conditional statements and decisions as the consensus builder method developed in (Liu *et al.*, 2002), which is more constraining and which have excluded the redundancies in classification. Each of the Landsat 7 ETM+ and orthophotos classifications outputs were weighted according to Table 3.2 and summed to produce a final classification. We post processed the results of this classification, by erasing the few patches recognized as erosion that matched with the roads, and those which were included within the alluvial and which correspond to gravel bars.

Table 3.2 – Weighting of each classification outputs

Approach	Method	Data source	Weights	Reasons for this choice of weighting
Pixel	End-members classification	Landsat 7 ETM+	0.2	Rough spatial resolution of Landsat 7 ETM+ images; areas of erosion under $30 \cdot 30\text{m}^2$ are not detected, but showed a high specificity
Object	Neural network	Infrared orthophotos	0.1	Based on expert judgements for validation but does not take the new indicators into account (previous work) and showed lower specificity scores.
Object	Rule-based	Infrared orthophotos	0.2	Based on new indicators taking into account variability in reflectance for erosion areas, and showed high specificity
Object	NDVI threshold	Infrared orthophotos	0.5	NDVI often proved as an efficient predictor for the vegetation cover showed the highest scores of sensitivity and specificity indicators

#### 3.3.3.1 Accuracy assessment

Performances of each model design and of the final model were assessed using conventionally used indicators. These efficiency indicators allowed to choose the weights accorded to each method design, and to evaluate our model when compared with simplest designs (one design without considering the NDVI indicator, and the other an unweighted combination of all the methods).

We used sensitivity (true positive rate, Eq.(3.5)), specificity (true negative rate, Eq.(3.6)) and overall accuracy (correctly classified rate, Eq.(3.7)) indicators to compare the validation dataset with the classification models. These indicators are based on the confusion matrix

### 3.3. METHOD

presented in Table 3.3 and are defined as:

$$\text{Sensitivity} = a/(a + c) \quad (3.5)$$

$$\text{Specificity} = d/(b + d) \quad (3.6)$$

$$\text{Overall accuracy} = (a + d)/(a + c + b + d) \quad (3.7)$$

Table 3.3 – Confusion matrix (a, true positives; b, false positives; c, false negatives; d, true negatives)

Predicted \ Observed	Observed	
	Erosion	Non - erosion
Erosion	a	b
Non - erosion	c	d

We also calculated user’s and producer’s accuracies for the erosion class and derived respectively commission and omission errors in order to compare with literature scores. The user’s accuracy (Eq.(3.8)) is the area correctly classified in erosion category divided by the total area classified as erosion. It represents the probability that the area classified into the erosion category actually represents erosion on the ground. The producer’s accuracy represents the capacity of the model to well classify each category compared to all the ground observations. In our particular case, it is calculated as the sensitivity indicator (Eq.(3.5)) for the erosion class and as the specificity for the other class.

$$\text{User's accuracy} = a/(a + b) \iff 1 - \text{Commission} \quad (3.8)$$

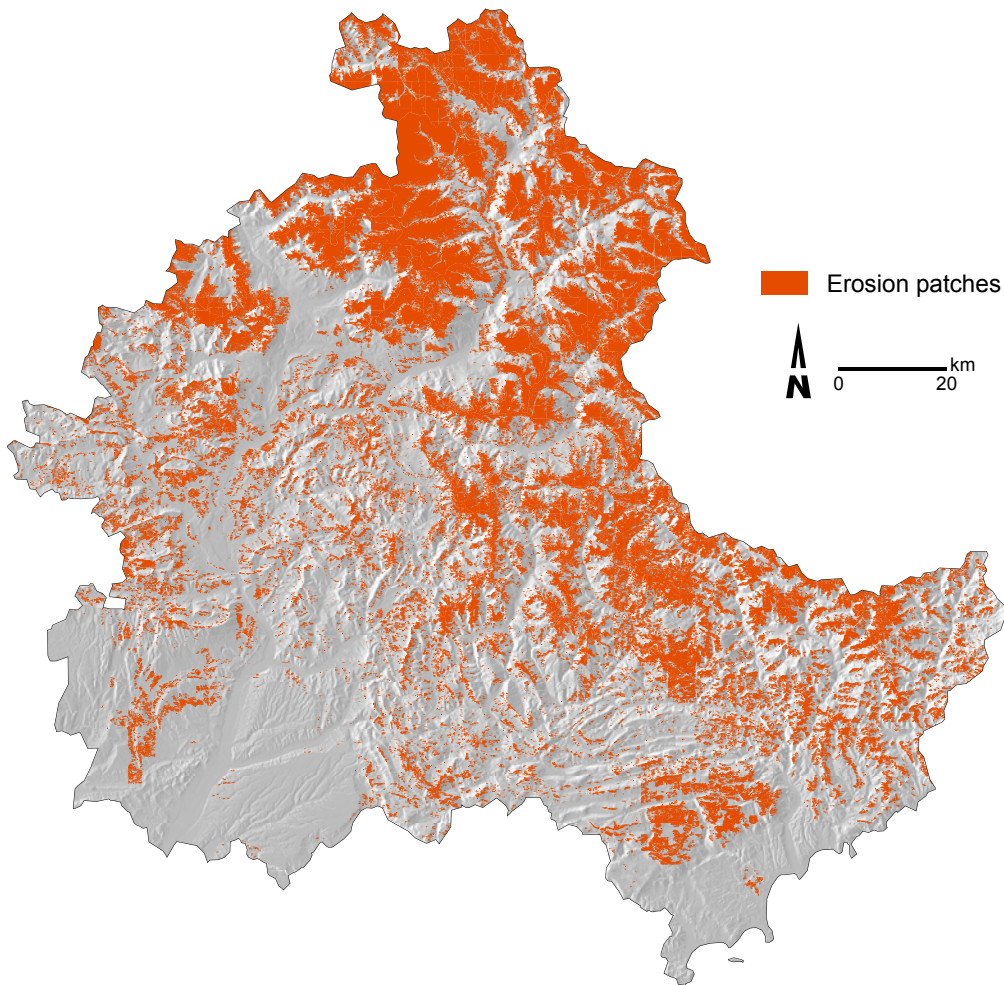
#### 3.3.3.2 Explanation for chosen the weights

As the NDVI threshold model showed the highest scores in terms of both sensitivity and specificity indicators we gave it the highest weight, then we gave a lower one to the rule- based design. As the classification of Landsat 7 ETM+ images showed a very good specificity, we gave it the same weight as the rule-based model. Finally, the neural network model was given the lowest weight as its specificity was lower than the Landsat 7 ETM+ classification.

The weighted sum gives an index corresponding to the probability for each object being an erosion patch. To have a binary result, only objects with values higher than 0.5 were considered as erosion (binary reclassification into 1 for erosion prone areas, 0 for the other objects). In this way, each object can either be a true positive, false positive, false negative or true negative. Considering this threshold allows identifying the polygons for which the classification designs show redundant results, at least for the NDVI threshold classification. Another way to combine all classification designs could have been to find the optimal combination with a calculation of the weights according to the validation dataset. This will be further explained in the discussion part of this paper.

### 3.4 Results

We classified the 831 orthophotos tiles and simplified the results to produce a large scale map of erosion patches (Figure 3.5) that cover 21% of the study area. Some zooms are showed in Figure 3.6. We removed from the results the patches classified as erosion areas within terraces, plateaus and large alluvial fans, as they are not erosion patches, but alluvial deposits.



Sources : BD ORTHO IRC® (2009), BD ALTI®, © IGN Paris; Landsat ETM+ (2001-2003)

Figure 3.5 – Final map of erosion areas

We can identify two latitudinal gradients growing with the elevations, from South West to North East and from South East to North West, with a wide area on both sides of the Durance alluvial floodplain with very few erosion patches. In the intra-alpine unit, the mountainous massives show the highest densities, with erosion concentrated in areas above 2000 m asl. Within the subalpine unit, the densities of erosion areas are lower and the distribution of patches is spatially anequal: in the south-eastern part of this units, the

### 3.4. RESULTS

plateaus and the ridges show abnormal high concentration of erosion patches compared to surrounding low relief mountains. The Molassic unit shows the lowest densities of erosion patches.

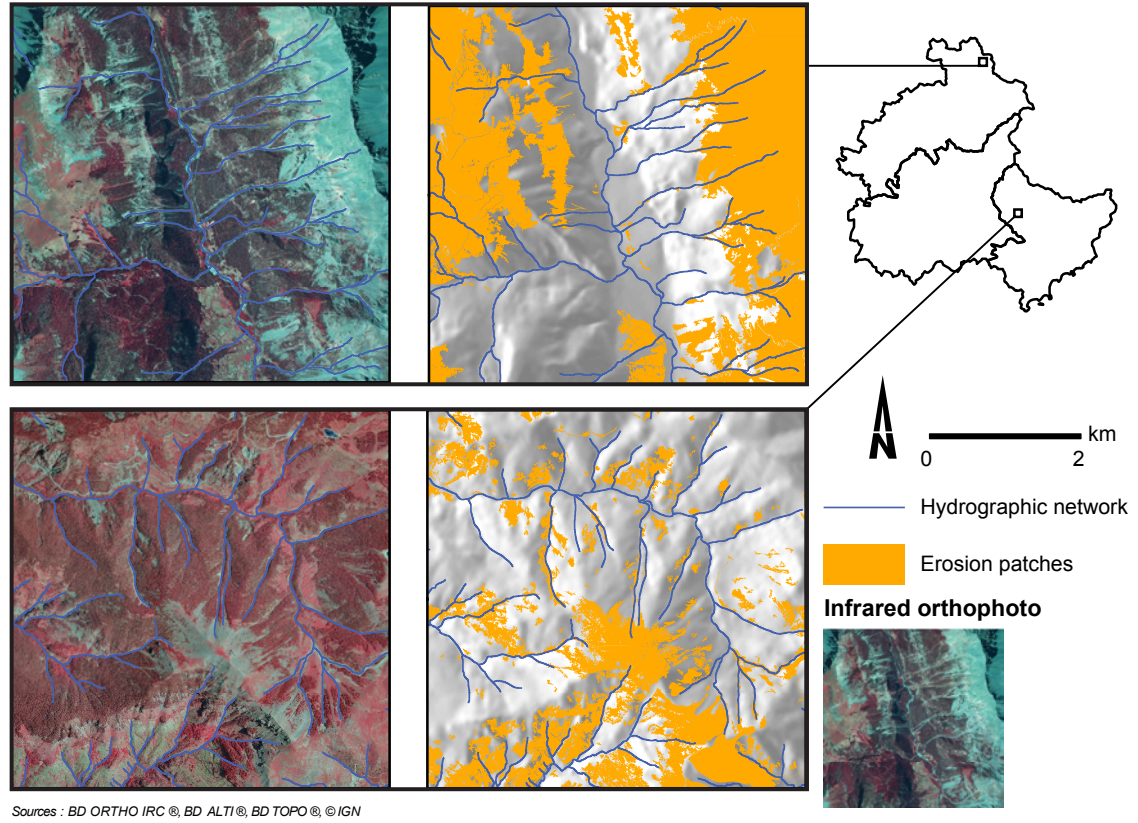


Figure 3.6 – Geographic zooms of the erosion areas map

For each classification design we compiled the results into boxplots showing the overall accuracy, the sensitivity and the specificity for the 30 tiles (Figure 3.7). At this regional scale, the scores of the proposed weighted model are 0.81, 0.94 and 0.90 respectively for the sensitivity, the specificity and the overall accuracy when considering the scores of the 30 tiles together. The scores of the tiles taken individually are given in Table 3.4.

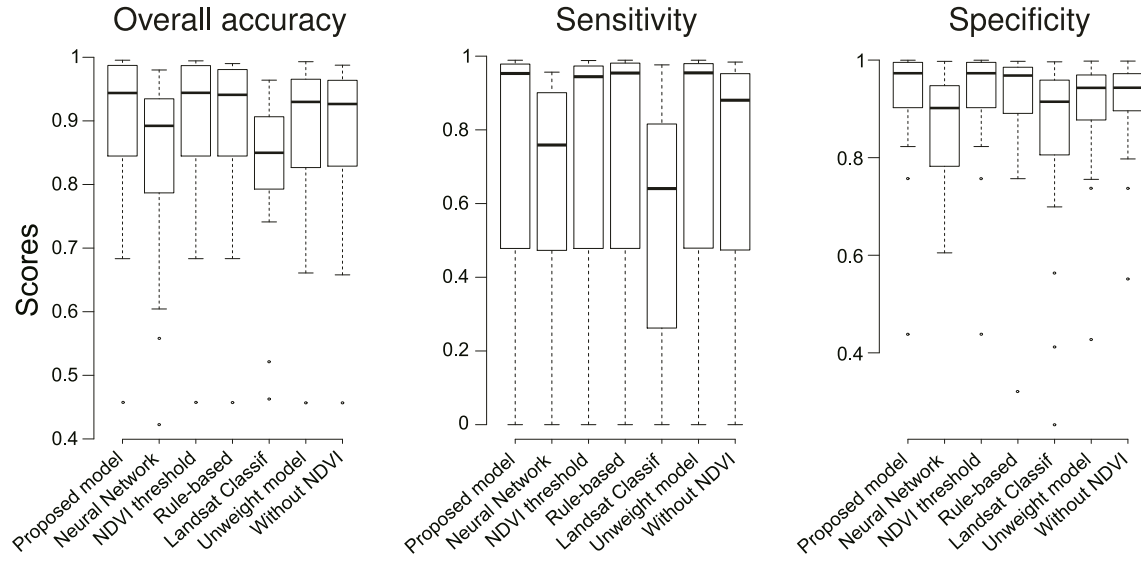


Figure 3.7 – Efficiency scores of the individual and combined classification models

Table 3.4 – Efficiency of the proposed model

	Sensitivity	Specificity	Overall accuracy	Commission errors	User accuracy	Omission errors
Global	0.81	0.94	0.90	0.13	0.87	0.19
Minimum	0.00	0.44	0.46	0.00	0.00	0.01
Maximum	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mean	0.74	0.94	0.90	0.33	0.67	0.26
Median	0.95	0.97	0.94	0.22	0.78	0.04
Quantile 5%	0.00	0.79	0.72	0.00	0.00	0.01
Quantile 95%	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00
Landsat model	0.70	0.88	0.82	0.28	0.72	0.31
Neural Network	0.73	0.89	0.84	0.25	0.75	0.27
Rule-based	0.81	0.93	0.90	0.15	0.85	0.19
NDVI	0.81	0.94	0.90	0.13	0.87	0.19
Unweighted model	0.91	0.92	0.89	0.18	0.82	0.19
Without NDVI model	0.79	0.93	0.88	0.17	0.83	0.21

As only values above 0.5 of the weighted sum are considered as erosion prone areas, object classified by the rule-based, Landsat 7 ETM+ classification or the neural network models taken independently can never be considered as erosion patch (as their weights are under 0.5). The redundancy of these three classifications designs and each of them individually combined with the NDVI model allow classifying objects as erosion patch.

If we consider an unweighted combination of the supervised designs, the overall accuracy is slightly lower (i.e. 0.88) (Figure 3.7), the sensitivity stays very good (i.e. 0.81), but the specificity is slightly lower (i.e. 0.92, it means that the number of false positive cases increased). At a more local scale if we compare the overall accuracy for each tile with the weighted and unweighted designs, the weighted one always shows higher scores. This shows that the weights chosen according to the efficiency of the supervised models taken independently are relevant to design an efficient model.

Finally we evaluated the influence of the NDVI model on the efficiency scores. The ultimate tested is a weighted sum of all the supervised classifications except for the NDVI model with weights proportional to the weights of the final model. All the performance indicators of this design are lower than the ones of the final model we proposed (i.e. 0.79, 0.92 and 0.88 respectively for sensitivity, specificity and overall accuracy indicators). This confirmed the useful role of the NDVI model to map erosion.

## 3.5 Discussion

### 3.5.1 Quality of the model compared to previous works

The large scale classification model we applied in the Southern French Alps has shown good agreement with expert identification of erosion prone areas at a regional scale (all the performance indicators are above 0.81). Most of the previous studies are not focused only on the erosion characterization but more generally on all kind of land covers. At this scale an erosion map based on orthophotos analysis has rarely been achieved (Alatorre and Beguería, 2009), and our method showed a great reproducibility potential for other mountainous regions. As demonstrated in the approach chosen by (Liu *et al.*, 2002), the integration of several classifiers improved the accuracy of our classification. As it integrated the redundancies in erosion classification directly together instead of using conditional structures with Boolean decisions, the results are even more accurate even the misclassification can also be redundant.

A comparison with classification scores found in the literature (Table 3.5) was not so easy. We took the results of classification of bare soils in various papers with very diverse approaches, sources of data and aims. Our results are slightly higher in term of sensitivity (0.81) and specificity (0.94) compared to Alatorre and Beguería (2009), Begueria (2006) and slightly lower compared to Okeke and Karnieli (2006). The overall accuracy of our model is 0.90 which is slightly lower than for De Asis *et al.* (2008) (0.992) but much more accurate than in Geneletti and Gorte (2003) (0.68 at best).



Table 3.5 – Scores from literature review

	Efficiency scores	Location	Extent / scale	Physiography	Data source
Alatorre and Beguería, 2009	Sensitivity: 0.87 Specificity: 0.77	Spanish Pyrenees	Medium (<100 km <sup>2</sup> )	Mountainous; humid and cold	Landsat TM
Beguería, 2006	Sensitivity: from 0.47 to 0.77 Specificity: from 0.77 to 0.93	Central Spanish Pyrenees	Large (>2000km <sup>2</sup> )	Mountainous ; humid and cold	Landsat TM/ETM+
De Asis <i>et al.</i> , 2008	Overall accuracy: 0.992 (for bare soils class)	Philippines	Medium (<100 km <sup>2</sup> )	Gently undulating Terrain, tropical climate	Landsat TM/ETM+
Eroglu <i>et al.</i> , 2010	User accuracy: 0.933 Producer accuracy: 0.845	Northeastern Turkey	Medium-Large (<150 km <sup>2</sup> )	Mountainous; semi-humid	IKONOS
Geneletti and Gorte, 2003	Overall accuracy: 0.68 (highest score for bare soils class)	North Italy	Medium (<100 km <sup>2</sup> )	Mountainous; humid-continental	high-resolution panchromaticorthophotos and Landsat TM
Lobo <i>et al.</i> , 1998	User accuracy: 0.33; 0.5; 0.67 Producer accuracy: 0.88; 0.75; 0.75	California, USA	Small (<5km <sup>2</sup> )	foothills of the Santa Cruz Mountains (low ridge); Mediterranean	aerial Colour Infrared (CIR) photographs
Okeke and Karmiel, 2006	Sensitivity: from 0.85 to 0.92 Specificity: from 0.98 to 0.99	Israel	Small (<5km <sup>2</sup> )	Coastal plain, Mediterranean	panchromatic aerial photographs
Wundram and Löffler, 2008	User accuracy: 0.15 (Bedrock boulder class) Producer accuracy: 0.8 (Bedrock boulder class)	Norway	Small (<5km <sup>2</sup> )	low alpine belt, continental	Kite Aerial Photography
Yüksel <i>et al.</i> , 2008b	User accuracy: 0.35 (Bare land class) Producer accuracy: 0.86 (Bare land class)	Turkey	Medium - Large (<250km <sup>2</sup> )	Mountainous, Mediterranean	ASTER level 1A

User and producer accuracy and commission and omission error indicators show an improvement of the erosion areas classification compared to Yüksel *et al.* (2008a). Eroglu *et al.* (2010) paper, dedicated to erosion risks of bare soil areas, developed a slightly better method for the bare soils identification as the User Accuracy is 93.3% and the Producer Accuracy, 84.5%, a bit below ours. Finally, Wundram and Löffler (2008) showed very lower scores for its bedrock / boulder class even this study aimed at analysing mountain landscapes. This led us to the conclusion that the mapping efficiency is strongly related to the objective of mapping. Classification designed for a particular case of land use / cover mapping should not be used if only few classes have to be identified, and specific methods should be developed.

Other studies cited in the introduction could not be compared with our method, as they sometimes did not detail the validation step, or sometimes they were focused on very specific objectives as gully or alpine landforms mapping which are not comparable with our erosion patches class.

To conclude, the proposed method show positive advances for erosion mapping, first because it is object-oriented, easily applicable for large scale datasets, and focused only on the erosion feature, and reproducible on any mountainous terrain for erosion mapping purpose. It has still to be improve compared to other case studies, in order to limit misclassification of agricultural parcels on alluvial fans, on terraces or plateaus.

#### 3.5.2 Problems and potential improvements

At a local scale, our model showed very scatter performance (some of the tiles showed lower scores), and could still be improved, maybe by designing individual model for each of the processed tiles. In order to explain those differences we overlaid the validation dataset on our study area map (Figure 3.8) to try to identify the local factors explaining the performance of our model.

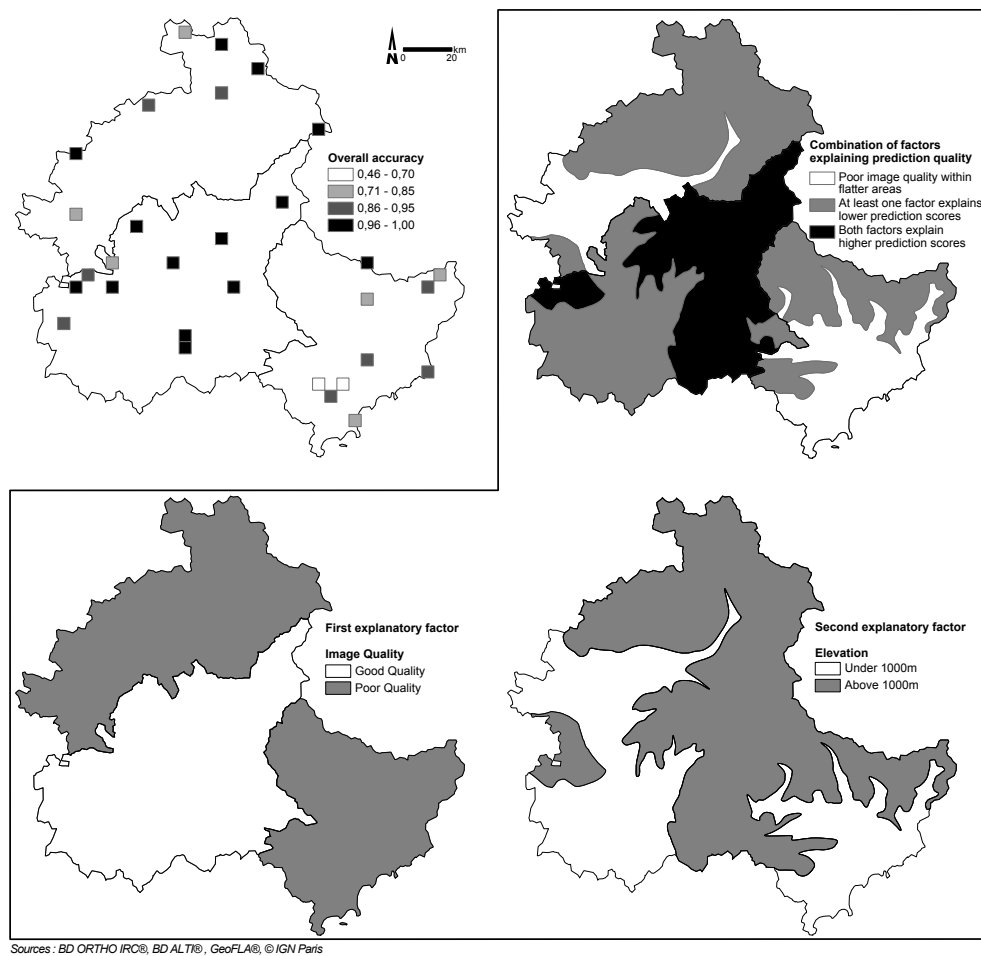


Figure 3.8 – Local overall accuracy scores on the validation dataset and potential explanatory factors for their spatial distribution

The first factor that can explain the variability of the efficiency scores is the quality of the orthophotos. Indeed, raw images of the three departments have been post-processed by different ways by the French National Geographic Institute. For the Hautes-Alpes and the Alpes-de-Haute-Provence, the images are tiled, but for the Alpes-Maritimes, the 5 km width tiles were merged into a big image file (Figure 3.9). Even if the spatial resolution was kept to 0.5 m, the spectral values of all the tiles have been stretched to fit to a 256 values palette. For the Hautes-Alpes, it seems that the quality of the tiles has been degraded compared to those of the Alpes-de-Haute-Provence (i.e. the bare soils appear brighter and bluer for similar lithology). A mean to counteract these effects of image degradation could be, as it was proposed for the rule-based method, the use of ratio instead of raw values in the three bands. A second way could have been to pre-process the individual tiles for example by stretching the histograms of the three bands. This should be further experienced by segmenting and classifying the images matching two different departments after their histogram stretching. However, this would not fix the mega tile problem of the Alpes-Maritimes. This leads us to think that progress in image acquisition procedure are still needed, at least for the first steps of the original data processing (i.e. assembling the

photos after the flight, rectifying them and cropping them to tile of 5 km) without loss of quality.

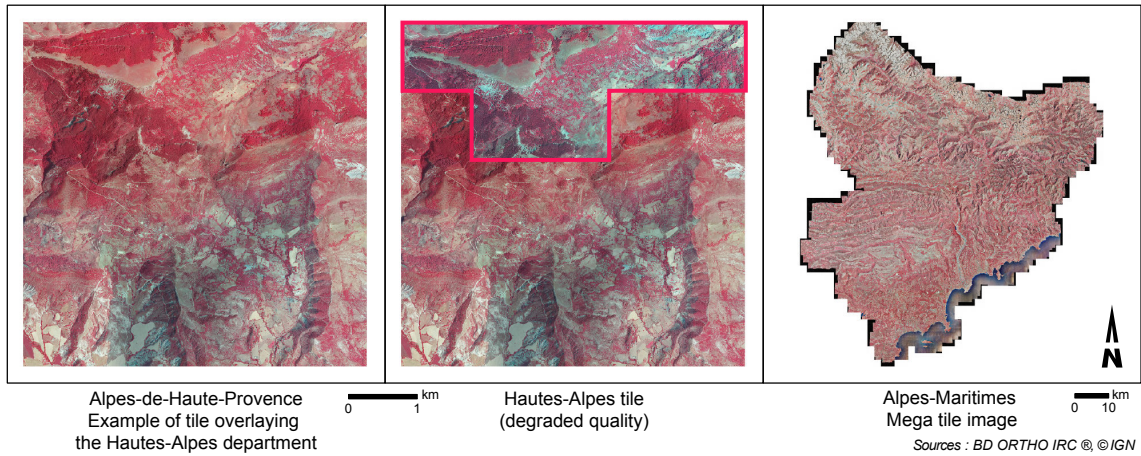


Figure 3.9 – Comparison of quality of the raw infrared orthophotos depending on the department

However, quality of images alone cannot explain such a spatial variability in overall accuracy (Figure 3.8). We thought that topographic variables could also be an indirect factor of the quality of our classification results. This was only partly verified on the validation dataset. At the tile scale, the slopes and elevation observed are not significantly different for tiles showing sensitivity and specificity above 0.8 than for others (the distribution of range, mean, maximal or standard deviation values overlay partly for the two groups). It means that the range of slope or elevation in each tile is quite high whatever the location within the study area even it seems that higher scores are often found for areas less than 1000 m (Figure 3.8). A geographic pattern of overall accuracy seems to follow the landscape units: lower scores are found in quite flat areas, mainly next to the Durance alluvial floodplains on alluvial fans and terraces, along the coast, or on the Alpes-Maritimes or Valensole plateaus. We consider that this relief effect should further be studied at a lower scale, maybe at the landscape unit scale, with the slope and curvature indicators to adapt classification method to the morphology of the landscape units.

Another factor that could explain the scattering of the performance of our model is the season the images were taken. If orthophotos and Landsat 7 ETM+ images were taken during the spring (they were taken during summer (Table 3.1)) the model could maybe have better discriminate the arable lands from the bare soils because of the plants growing. To test this hypothesis, we tried to use an April 2003 Landsat 7 ETM+ image (which cover only the left part of the study area) and applied the same model than for summer Landsat 7 ETM+ images. This showed better results (Figure 3.10a) on alluvial fans, terraces or plateaus (two tiles) but on the whole it decreased strongly the scores of efficiency (Figure 3.10b). This is partly in contradiction with what we expected, but we would advise to still further test it, even if the weight given to the model which process the Landsat 7 ETM+ images is quite low and so does its contribution. The final model

we proposed could have been likely more efficient if many images of various seasons were used, and if the Landsat 7 ETM+ images chosen were adapted to the landscape units, i.e. spring images for agricultural flat areas (plateaus and terraces) and autumn or summer images for mountainous area also in order to limit the snow coverage which caused less extended erosion patches detection. If we overlay the performance scores with a large scale land use / land cover map (CORINE LAND COVER designed at 1:100 000 scale (General Environment, Nuclear Safety and Civil Protection and European Commission, 1993) in order to identify the global pattern of land use, it confirms that lowest scores are found in alluvial plains, where agricultural practices are intensive. In mountainous area, it seems that the large erosion patches correspond to alpine pastures (not green all the year), or sparse or senescent vegetation. The use of such large scale map could allow, if coupled with relief and geology, to mask areas where erosion patches can never be found. To further explore this, we should again analyse the efficiency indicators within homogeneous landscape units.

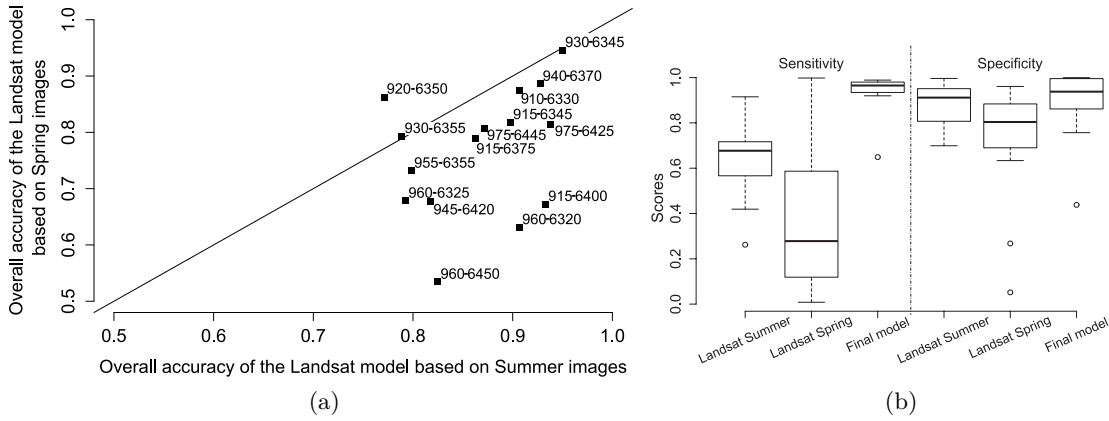


Figure 3.10 – (a) Overall accuracy of each of the validation dataset tiles with the Landsat 7 ETM+ classification model taking into account the summer images (x) and the spring images (y); (b) Boxplots of sensitivity and specificity indicators calculated each of the validation dataset tiles with the Landsat 7 ETM+ classification model taking into account the summer images, the spring images and the proposed model

Finally, amongst all the algorithms described in the literature for the segmentation steps, only very few of them are readily available in software. For those, we should test efficiency of the segmentation before the classification test with specific indicators. This step has only been done with visual expert validation but several configurations of scale and merge parameters could have produce as good segmentations. The rapid examination of the segmentation steps allowed to point that in high alpine terrain the segments are sometimes too wide and often include both low seasonal vegetation with truly erodible areas. Further work is still needed to improve the erosion mapping.

## 3.6 Conclusion

Erosion map has been developed from an analysis of 2009 infrared orthophotos (0.5 m) and Landsat 7 ETM+ images for the Southern French Alps. The overall accuracy of the map is quite high (0.9) compared to other studies, so the combination of multi-source and multi-resolution data significantly improved the detection of erosion patches. This map will be very useful as it will be integrated in many future projects aiming at assessing sediments transfers at large scales, in particular within a debris-flow susceptibility assessment approach.



## Chapter 4

# GIS application of debris-flow susceptibility assessment within the Southern French Alps

### Table des matières – Contents

---

<b>4.1 Introduction</b>	<b>84</b>
<b>4.2 Material and method</b>	<b>85</b>
4.2.1 Available data	85
4.2.2 General overview of the methodology	86
4.2.3 Potential debris-flow triggering in source units	89
4.2.3.1 Pre-processing of raw data	89
4.2.3.2 Source units definition	90
4.2.3.3 Morphometric characterization of the source units	93
4.2.3.4 Debris-flow activity according to morphometric properties	94
4.2.3.5 Debris-flow susceptibility integrating the sediment availability	95
4.2.4 Potential debris-flow propagation through the network	95
4.2.4.1 Homogeneous network units definition for debris-flow propagation	96
4.2.4.2 Morphometric characterization of HSR	97
4.2.4.3 Debris-flow activity according to morphometric properties	98
4.2.4.4 Debris-flow susceptibility integrating the sediment availability	98
4.2.5 Validation dataset for debris-flow susceptibility assessment	99
<b>4.3 Results</b>	<b>100</b>
4.3.1 Susceptibility to debris-flow triggering in source units	100
4.3.2 Susceptibility to debris-flow propagation through the network	107
<b>4.4 Validity of the predicted debris-flow susceptibility</b>	<b>114</b>
<b>4.5 Methodological limitations and perspectives</b>	<b>115</b>
<b>4.6 Conclusion</b>	<b>117</b>

---



## Résumé

L'objectif majeur de ce chapitre est l'évaluation de la susceptibilité torrentielle dans les Alpes du Sud. Elle consiste dans un premier temps à évaluer la prédisposition morphométrique des petits bassins versants de rang inférieur au déclenchement de laves torrentielles, lorsque ceux-ci disposent d'une fourniture sédimentaire suffisante (telle que cela a été précisé dans le Chapitre 3). L'enjeu est de savoir si des laves torrentielles peuvent se propager vers l'aval compte tenu des caractéristiques morphométriques, et de la probabilité de déclenchement de laves ou de leur propagation pour les tronçons situés juste en amont. Ce chapitre présente la procédure méthodologique permettant l'extraction de ces indicateurs à partir d'un Système d'Information Géographique, intégrant une analyse hydrologique d'un Modèle Numérique de Terrain, et la prise en compte de la fourniture sédimentaire pour caractériser la probabilité d'occurrence spatiale de laves torrentielles à une échelle régionale. La méthodologie sert également à déterminer la probabilité de propagation des laves torrentielles vers l'aval (approche réseau).

Les indicateurs morphométriques utilisés pour caractériser la prédisposition d'un bassin au déclenchement ou à la propagation de laves torrentielles ont déjà été présentés dans le Chapitre 2. Il s'agit de l'indice de Melton et de la pente du chenal. Ces indicateurs viennent alimenter le modèle statistique du Chapitre 2, qui permet d'évaluer la probabilité d'occurrence spatiale de ces processus dans les Alpes du Sud. L'intégration de la fourniture sédimentaire s'appuie sur les résultats du Chapitre 3.

## Mots-clés

Lave torrentielle · Indicateurs morphométriques · Disponibilité sédimentaire · SIG · Susceptibilité

## Abstract

The main objective of this chapter is to assess the debris-flow susceptibility in the Southern French Alps. It first consists in evaluating in morphometric and sediment availability perspectives (evaluated in Chapters 2 and 3) the predisposition of small upland catchments to debris-flow triggering. The issue is to evaluate whether debris flows can propagate downstream given the morphometry and the probability of debris-flow occurrence for reaches located just upstream. This chapter presents the implementation of these indicators extraction within a Geographic Information System integrating a hydrological analysis of a Digital Elevation Model, and the probability of spatial occurrence of debris flows at a regional scale. The methodology developed will also be used to characterize the susceptibility to debris-flow propagation, taking both morphometry and sediment supply predispositions into account (network approach).

Morphometric indicators used to characterize susceptibility to debris-flow triggering

---

and propagation have been identified in Chapter 2, i.e. the index Melton and channel slope. These indicators are used with the statistical model of Chapter 2 to predict processes in the Southern French Alps. Sediment availability is evaluated thanks to the results of the Chapter 3.

## **Keywords**

Debris flow · Morphometric indicators · Sediment availability · GIS · Susceptibility

## 4.1 Introduction

In the Southern French Alps, hazards related to extreme rainfall events, as debris-flow triggering, is frequent. Within a large scale susceptibility assessment approach, the integration of all the facets of debris-flow triggering and propagation are tackled. Scientific developments introduced in the first chapters of this thesis are now used to identify catchments prone to debris-flow triggering based on the indicators previously described. This large scale approach is needed for debris-flow risk prediction, in particular since the new deployment of X-band meteorological radars for real-time extreme rainfall forecasting (Westrelin *et al.*, 2012).

Early studies of debris-flow susceptibility proposed to discriminate debris-flow *versus* fluvial catchments from the Melton index and the fan slope (Melton, 1965; Kostaschuk *et al.*, 1986; Jackson *et al.*, 1987). These early works have been followed by a large set of studies in different alpine environments over the last 20 years (Marchi *et al.*, 1993; Calvache *et al.*, 1997; Sorriso-Valvo *et al.*, 1998; D’Agostino and Marchi, 2001; De Scally and Owens, 2004; Rowbotham *et al.*, 2005) which confirmed the predictive power of these two factors. These studies integrated in addition other parameters as fan area (Ceriani *et al.*, 2000), stratigraphic data (Coe *et al.*, 2003), or geological characteristics (D’Agostino and Marchi, 2001) but improvement was negligible. Based on these findings, we build our own robust broad scale statistical model for debris-flow susceptibility assessment (Bertrand *et al.*, 2013a) (in Chapter 2), by using Melton index and channel slope data from various alpine case studies, and applying linear discriminant analysis and logistic regression models. These two predictive variables present the advantage of being easily extractible from DEM or contour-level maps.

Even if unlimited sediment supply condition is not needed to trigger a debris-flow activity (Bovis and Jakob, 1999), the sediment availability in the basin is another control of debris-flow occurrence (Rickenmann and Zimmermann, 1993) as it can inhibit debris-flow initiation (De Scally *et al.*, 2010) and propagation. The lack of sediment in the basin or presence of sediment traps can prevent the debris flow to reach the fan. Case studies aiming at identifying debris-flow source areas took into account sediment availability from land-use mapping (Carrara *et al.*, 2008), landslides inventory (Brayshaw and Hassan, 2009; Dong *et al.*, 2009; Blahut *et al.*, 2010; amongst others), typology of available sediment storage (Wells and Harvey, 1987; Carrara *et al.*, 2008; Tunusluoglu *et al.*, 2008) or the presence of glacier (Jackson *et al.*, 1987; Huggel *et al.*, 2003).

Most of the case studies mentioned previously focused on the source areas in which debris flow can be triggered, but another aspect of debris-flow susceptibility assessment is the spreading of flow, because the stream network slope pattern strongly controls the debris-flow runout pattern. A certain minimum slope is needed to exceed internal flow resistance of debris flows. Debris-flow runout is often treated with physical models which need to fix several parameters and which exploit non-newtonian theoretical laws from fluid mechanics. Acquisition of needed variables is inconceivable at large scales, so we have to

found an alternative to this kind of approach.

Some GIS case studies focusing on both triggering and propagation of debris flows developed some methods to identify both the source areas and the runout by integrating slope failure conditions (Guinau *et al.*, 2007) and by decomposing the problem into source area (integrating morphometry, hydrology, lithology and land use together) and spreading area (integrating only topographic variables) (Horton *et al.*, 2008). This kind of approach could potentially be applied in the Southern French Alps.

At such a large scale, the characterization of the morphometric indicators identified for our debris-flow susceptibility assessment involve GIS specifically designed methodologies for extracting the raw variables to calculate these indicators. The first main contributions allowing the characterization of raw morphometric properties were concomitant with computer-based GIS. Pioneer works were initiated in the 60-70's by (Greysukh, 1967; Johnston and Rosenfeld, 1975; Peucker and Douglas, 1975) and attempted to classify the landforms based on a DEM analysis. The major works of the 80-90's described methods for DEM analysis, particularly for DEM correction, drainage network definition, watershed delineation and landform analysis (Haralick, 1983; Band, 1986; Jenson and Domingue, 1988; Martz and Jong, 1988; Martz and Garbrecht, 1998). Many of the algorithms developed in this period were implemented within GIS software. In the late 90's, two fundamental works (Wood, 1996; Tarboton, 1997) focused on the methods for calculation of flow directions from which most of morphometric indicators can be derived. All these algorithms are now implemented in GIS software solutions as SAGA<sup>®</sup> GIS, GRASS<sup>®</sup>, LandSerf<sup>®</sup> or ArcGIS<sup>™</sup> can be used to extract the morphometric indicators needed.

Consequently, a susceptibility assessment methodology – integrating the development detailed in the previous chapters – was developed for practical purposes to i) identify small upland catchments susceptible to trigger debris flows integrating both morphometric and sediment availability predisposition, and ii) a methodology to predict whether propagation of the debris flow is possible considering those two predisposing factors and the susceptibility of upstream reaches as well to convey it. In this chapter we will present the GIS methodology and the network scale approach we developed to integrate predisposing factors to debris-flow triggering and propagation. This chapter also presents the problems encountered with the automatized procedure of morphometric characterization and a validation with expert knowledge.

## 4.2 Material and method

### 4.2.1 Available data

Following a prospective aim, we listed all the raw data (presented in Table 1.1) available to extract the morphometric indicators. For the specific morphometry characterization described in this chapter we only used the datasets presented in the following Table (4.1).

Table 4.1 – Raw data used

	Format type	Spatial resolution / scale	Extent
DEM BD Alti <sup>®</sup>	Raster	25 m	3 alpine departments of the PACA region
Hydrographical network BD TOPO <sup>®</sup>	Vector	1 : 50 000	3 alpine departments of the PACA region

The vector data available at this large scale (BD TOPO<sup>®</sup> package) were provided by the French National Institute of Geographic and Forest Information (IGN<sup>®</sup>). Exhaustiveness of the data is 99% for the permanent stream network provided at the national scale. The artificial and temporary hydrographic reaches, i.e. ditches, are not always digitized. The planimetric accuracy of this thematic layer ranges from 0.5 m to more than 10 m and the altimetric accuracy ranges from less than 1 m to more than 2.5 m.

The scale of the raw data used to produce the 25 m DEM (BD ALTI<sup>®</sup>) is not homogeneous: the method used to compute the raw map or field data can vary (i.e., manual, scan, photogrammetry) so as the contour interval (from 5 m to 40 m) drawn on the topographic map. In a mountainous environment, altimetric accuracy is often lower than in flat area. Here, accuracy has been measured relatively to each topographic map sheet. For half of them, altimetric accuracy is higher than 6 m, for a third it is close to 2.5 m and for the other maps, it is close to 4 m or 5 m (IGN<sup>®</sup>, 2011). For 90% of the topographic maps, the contour lines used are quite recent (after 1979), and for 25% they are even more (after 1990). For 60% of the maps, the contour lines were digitized from the 1:60000 scale, and for 35% of them, they were digitized from the 1:30000 scale. It shows that the accuracy of the raw data used to build the DEM was not spatially homogeneous. As the final planimetric resolution of the DEM is 25 m, all the raw data have been resampled and altimetric accuracy kept less than 2.5 m.

#### 4.2.2 General overview of the methodology

We defined an integrated method to assess the spatial susceptibility of debris flow (i.e. the likelihood that an event occurs in an area under particular physical conditions) at a regional scale (Figure 4.1). We first defined the spatial units which correspond to the triggering and the propagation zones based on a hydrological analysis of the DEM. Within the triggering zones, we identified upland catchments prone to debris-flow triggering considering (i) the morphometric factors controlling debris-flow activity (Chapter 2), and (ii) the sediment supply conditions, i.e. the amount of erosion patterns feeding the channels (Chapter 3). For downstream reaches, we defined new homogeneous units considering their slopes (called Homogeneous Slope Reaches, or HSR). For each HSR we first assessed the susceptibility to debris-flow propagation by characterizing the morphometric properties and by calculating the associated debris-flow activity probabilities. Then, from sources to main streams (catchment smaller than 40 km<sup>2</sup>), the susceptibility to debris-flow propagation was

recursively adjusted considering the debris-flow triggering or propagation of lower order streams.

The morphometric controls are evaluated with indicators calculated from basic topographic variables within a GIS. The sediment availability is evaluated through the cumulated surface of erosion area, with a binary classification of the responses: 1 if there is a patch greater than five hectares, or is the rate of erosion in the catchment exceed 75% and 0 elsewhere.

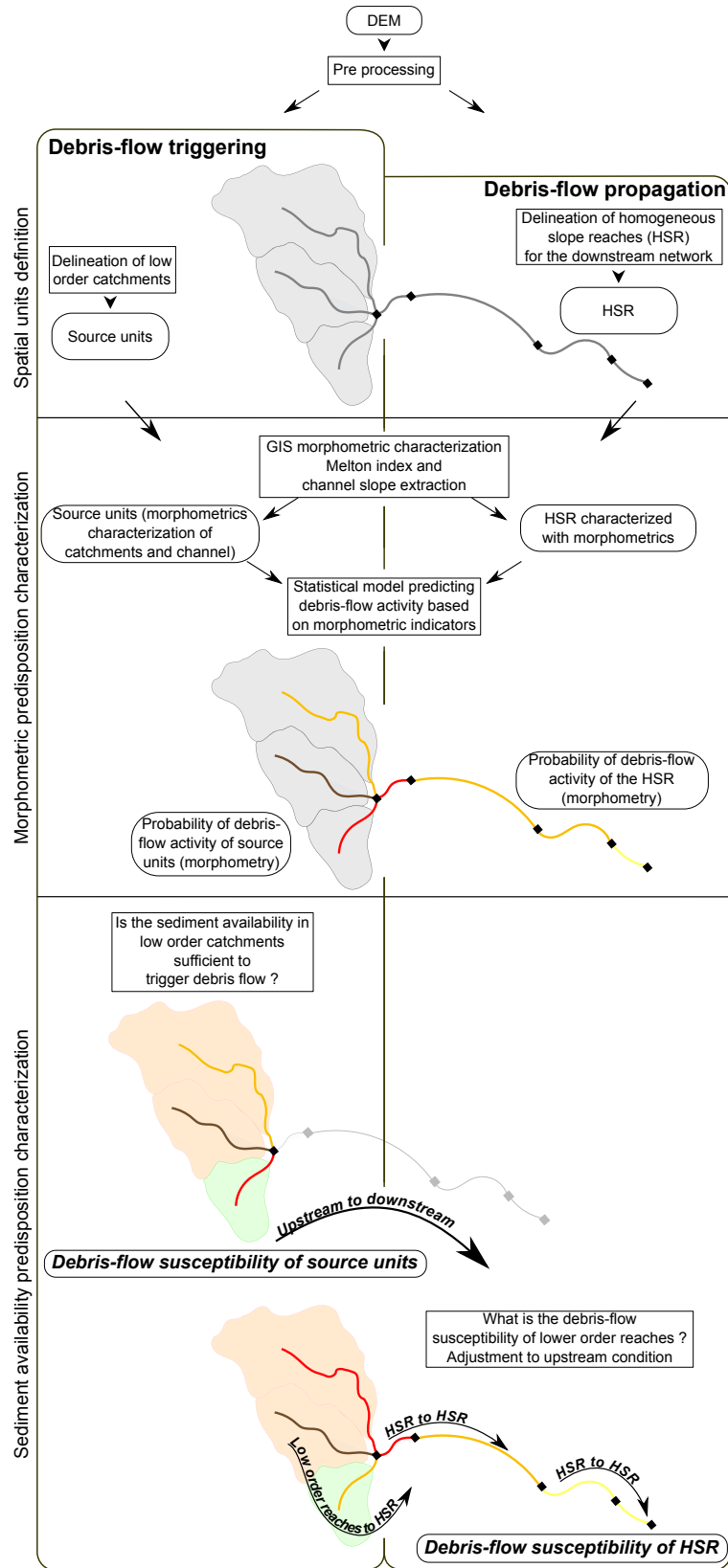


Figure 4.1 – General overview of the debris-flow susceptibility assessment approach

### 4.2.3 Potential debris-flow triggering in source units

#### 4.2.3.1 Pre-processing of raw data

The original hydrographic network we used comes from the BD TOPO®, but many manual corrections have been done to provide a network which is well-oriented, connected and informed with elevation values. During the correction step, we noticed that the reliability of these raw data could be discussed. Sometimes it did not fit with the topographic map, especially in the upland areas. It is not easy to determine if this is due to a physical reality or to heterogeneous manual editing of the low order stream network. We preferred an upstream simplification of the network: we deleted the streams which correspond to catchments smaller than  $0.1 \text{ km}^2$ . We also deleted artificial reaches such as ditches, by-pass or irrigation canals (Figure 4.2).

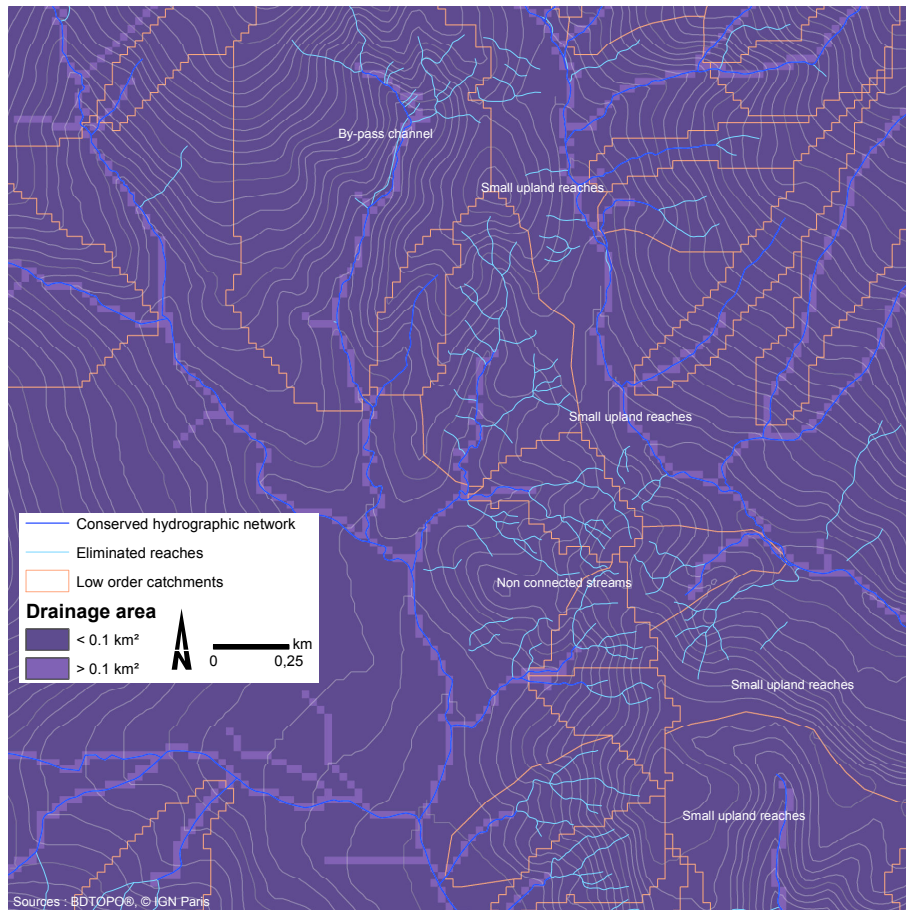


Figure 4.2 – Raw and corrected hydrographic networks

We preliminary performed a hydrological analysis of the DEM to extract basic information needed to derive the morphometric parameters for each low order reach and for downstream HSR. The raw DEM was corrected in order to level the DEM within the lakes, eliminate the pits, and correct the flow direction within the lakes following the workflow of the Arc Hydro® Tools (Figure 4.3). We tested the effect of stream burning on morphometric indicators quality, by forcing the paths of the corrected hydrographical



network with the Arc Hydro<sup>®</sup> Tools.

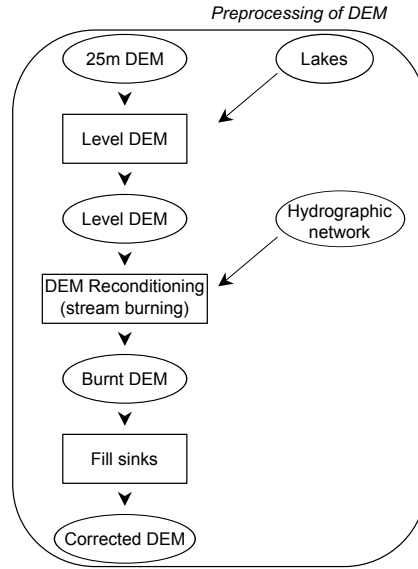


Figure 4.3 – Pre-processing of the DEM: ellipses are data layers and rectangles are the processing steps

#### 4.2.3.2 Source units definition

After we corrected the hydrographic network, we identified the low order streams in order to delineate their catchments which correspond to the potential debris-flow source units. For each low order reach, we identified a downstream terminal segment (to assess the possibility that a debris flow could reach this segment) which was fixed as 50 m in length (except for a few cases of shorter reaches). This step is realized with the linear referencing tool within ArcGIS<sup>™</sup>. The upstream node of this terminal segment is considered as the outlet from which we delineated the catchment (Figure 4.4).

Each catchment was delineated within ArcGIS<sup>™</sup> with a specific workflow in the Arc Hydro<sup>®</sup> Tools (Figure 4.5). This catchment delineation processing workflow was chosen after having tested few others:

- r.watershed with r.water.outlet in GRASS<sup>®</sup>;
- GIS based watershed delineation in MWD / TAUD<sup>®</sup> tool;
- Watershed delineation in SAGA<sup>®</sup> GIS.

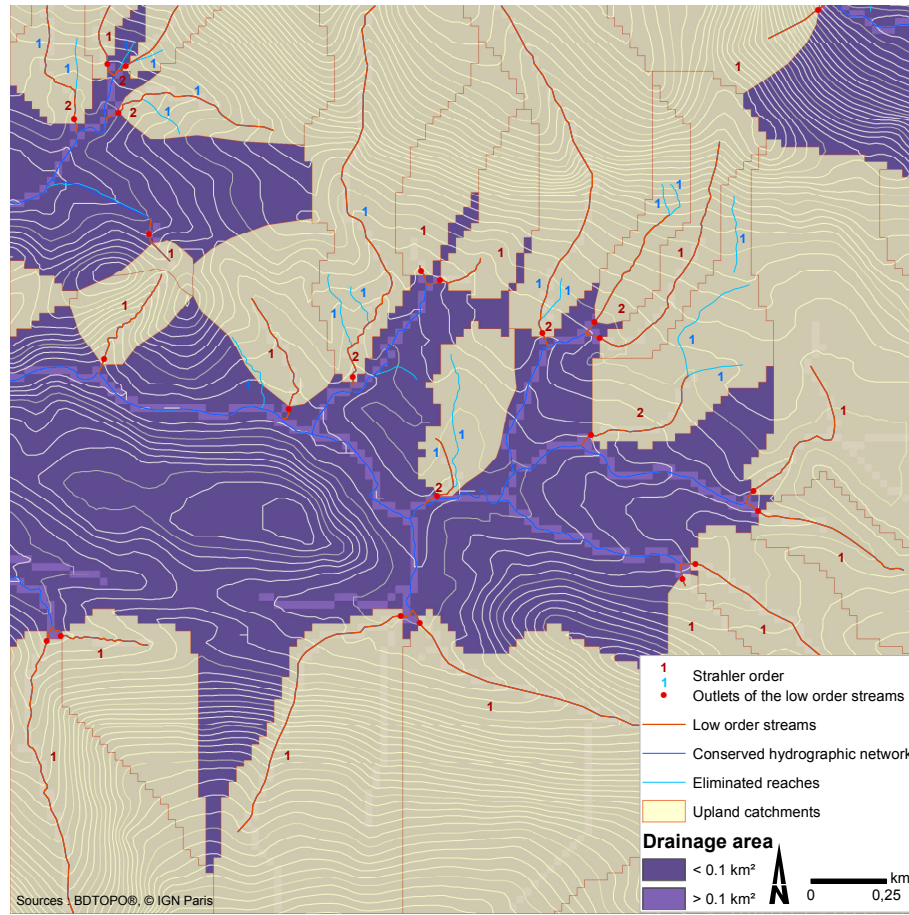


Figure 4.4 – Example of source units delimitation with location of terminal segments for slope measurement

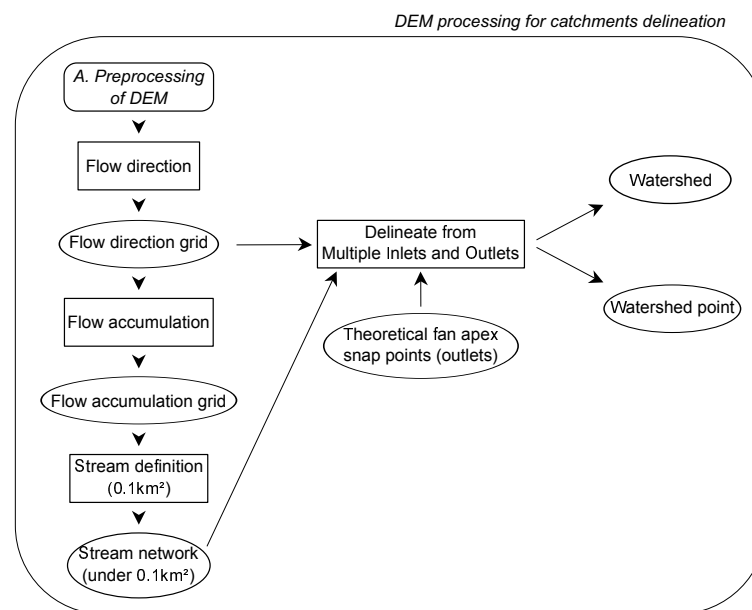


Figure 4.5 – Workflow for catchments delineation

After the stream burning, all those methods gave visually equivalent results, with a

shorter processing time for the Arc Hydro<sup>®</sup> Tools and GRASS<sup>®</sup> software. We consequently kept the Arc Hydro<sup>®</sup> Tools results. We evaluated the rate of well delineated catchments to only 2/3. Those which are not correctly delineated have the smallest areas. This automatic procedure was followed by a checking and a manual correction of the catchment contours of all the low order reaches (Figure 4.6).

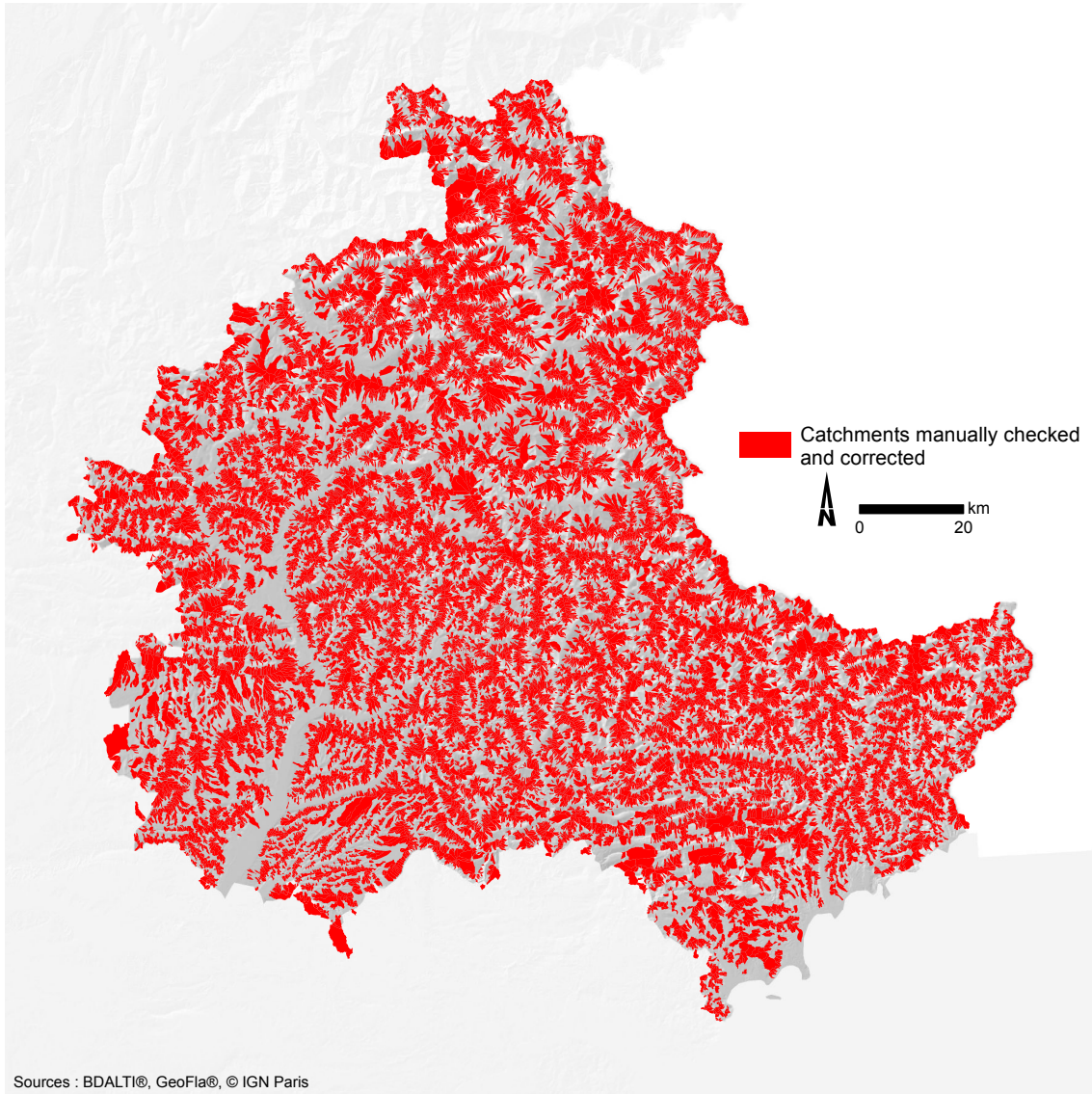


Figure 4.6 – Low order catchments manually corrected

We also tried to apply the Arc Hydro<sup>®</sup> Tools procedure to delineate catchments based on the analysis of a 5 m DEM (Table 1.1) on the upper Var and Tinée area. The borders were quite similar to those produced on the 25 m DEM with the same procedure (Figure 4.7). This confirmed that the procedure and the DEM resolution are quite suitable for the catchment delineation step, which is crucial for accurate morphometric indicator extraction.

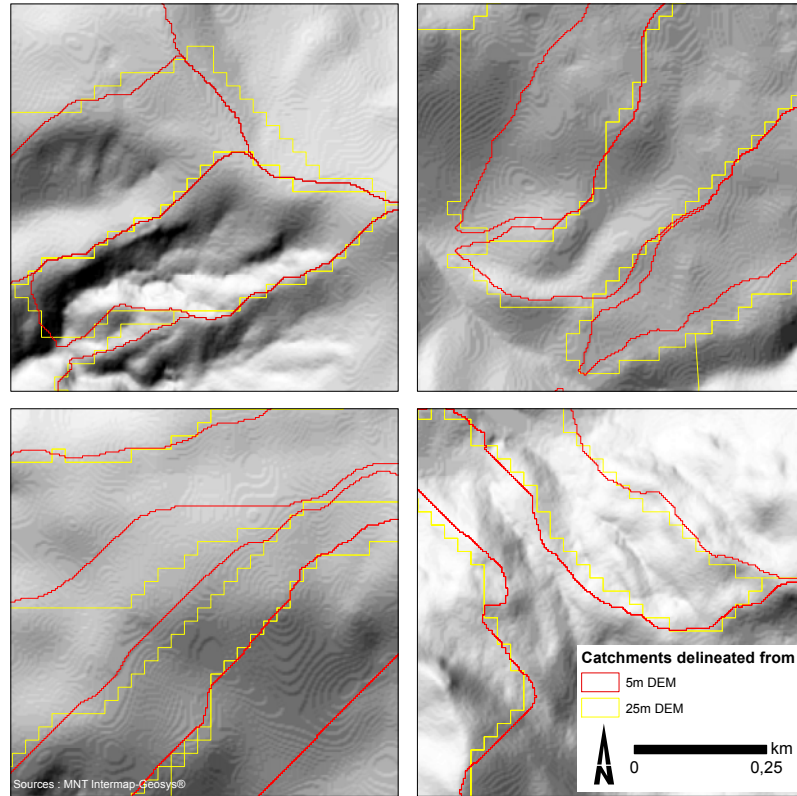


Figure 4.7 – Catchment delineations based on the 5 m and the 25 m DEMs

The manually corrected low order catchments constituted the source units within which we characterized the debris-flow triggering potential.

### 4.2.3.3 Morphometric characterization of the source units

We developed a specific GIS methodology to extract the morphometric indicators. We decomposed the two morphometric indicators into three raw variables for the Melton index: (i) the maximum elevation of the catchment, (ii) the elevation of the catchment output, (iii) the drainage area; and two other variables for the channel slope: (a) the elevation of the downstream end of the terminal segment of each low order reach, (b) the terminal segment length (most of the time 50 m, except for smaller reaches).

Several methods were tested to calculate the compounds of the Melton index (i.e., the catchment relief and the catchment area), depending on the procedures used to delineate the catchments, and their corresponding border accuracy. The catchment relief is the difference between the highest elevation and the outlet elevation of the catchment. Consequently, this relief depends only on the altimetric accuracy of the DEM and on the location of the catchment borders. We used the geometric value of the low order catchments as drainage area. The maximum elevation of the catchment was measured thanks to a zonal statistic performed within the Geospatial Modelling Environment software. In order to extract an interpolated elevation value at the catchment outlet, we interpolated the elevation values along the low order reaches, every 5 m. We reported the values from the catchments and the points to the reaches with an attribute query.



In order to calculate the terminal channel slope, we considered the downstream part of low order reaches and determined the local slope at the outlet of potential debris-flow initiation zones. We calculated a slope between the outlet and the terminal segment end node (Figure 4.8).

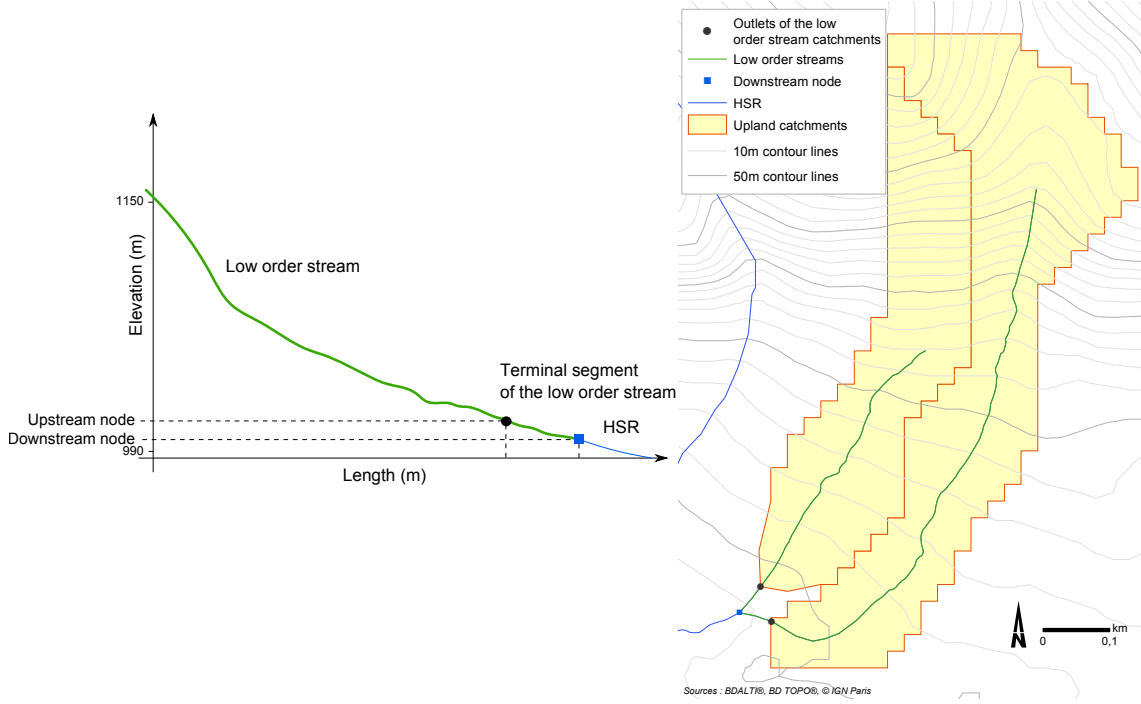


Figure 4.8 – Method for channel slope calculation

We extracted the elevation at both end of the terminal reaches by first interpolating the elevation value along the network, and then extracting geometric values of both ends in separated fields into the attributes table.

Finally, we added a field to extract the geometric value of the planimetric length of the terminal reaches. We calculated the slope with the following equation:

$$Slope = Degrees(Atan(Abs(Zup - Zdown)/Length)) \quad (4.1)$$

Where  $Zup$  and  $Zdown$  are the elevation values at the upstream and downstream nodes of the segment. We took absolute values to avoid negative slopes errors due to wrong matching between the hydrographic network and the DEM.

#### 4.2.3.4 Debris-flow activity according to morphometric properties

Once we applied the previously described GIS procedures on the 25 m DEM of the Southern French Alps, we calculated the debris-flow susceptibility of sources areas according to the morphometric properties of upland catchments following the equation (Bertrand *et al.*, 2013a):

$$p = \frac{e^{-0.65} R^{1.66} S^{2.00}}{1 + e^{-0.65} R^{1.66} S^{2.00}} \quad (4.2)$$

Where  $R$  is the Melton index and  $S$  the channel slope (Chapter 2).

We classed the resulting probability into four classes for mapping purpose according to the following rules:  $P \leq 0.02$  (Null),  $0.02 < P \leq 0.5$  (Low),  $0.5 < P \leq 0.75$  (Intermediate),  $0.75 < P \leq 1$  (High). This classification is an operational deliverable for end-users (regional and local authorities in charge of natural hazard prevention and management) that need to be rapidly understood, even when it is overlaid with other natural hazards as rockfalls or large mass movements. Except for the first one, these thresholds correspond to the percentile values.

#### 4.2.3.5 Debris-flow susceptibility integrating the sediment availability

Following the Chapter 3, we mapped the sediments available on hillslopes thanks to image processing methods applied on infrared orthophotos. We intersected this erosion map with the low order catchments, and classified them depending on the sediment availability. If the rate of erosion within the low order catchments is above 75% or if there is any erosion patches larger than five hectares, we classified the low order catchments as having a high sediment supply potential. For other catchments, the sediment availability potential was classified as low. This allowed adjusting the probability class of debris-flow triggering susceptibility according to both predisposing factors: the morphometry and the sediment availability.

The four probability classes (Null, Low, Intermediate and High) of the low order reaches are adjusted with the two classes (Low and High) of their corresponding catchments according to the rules in Table 4.2.

Table 4.2 – Integration of sediment potential and morphometric predisposition for debris flow triggering of low order catchments

Debris-flow susceptibility of low order reaches according to the morphometric potential	Debris-flow susceptibility of low order reaches according to the sedimentary potential			
	Null $P \leq 0.02$	Low $0.02 < P \leq 0.5$	Intermediate $0.5 < P \leq 0.75$	High $0.75 < P \leq 1$
Low	Null ①	Low ②	Low ④	Intermediate ⑥
High	Null	Intermediate ③	High ⑤	High ⑦

The susceptibility to debris-flow triggering within the sources units is qualified with four level classes after integrating both morphometry and sediment availability.

#### 4.2.4 Potential debris-flow propagation through the network

In order to identify the stream network along which debris-flow runout may be possible, we first defined some homogeneous hydrographic network units for which we calculated the morphometric indicators. This allows characterizing the potential gravitational energy

available for debris-flow propagation, under the limit of 40 km<sup>2</sup> of catchment area, which is the limit in which debris flows have been observed.

#### 4.2.4.1 Homogeneous network units definition for debris-flow propagation

Each confluence was considered as a potential discontinuity in term of river compartments, so that the reaches upstream and downstream the confluences are considered as physically different: slopes, amount of sediment, drainage areas can greatly vary. Considering this, the channel courses can also show some discontinuities, particularly in term of slope, which is a major control of debris-flow propagation. We identified homogeneous reaches in terms of slope following the methodology presented in Figure 4.9.

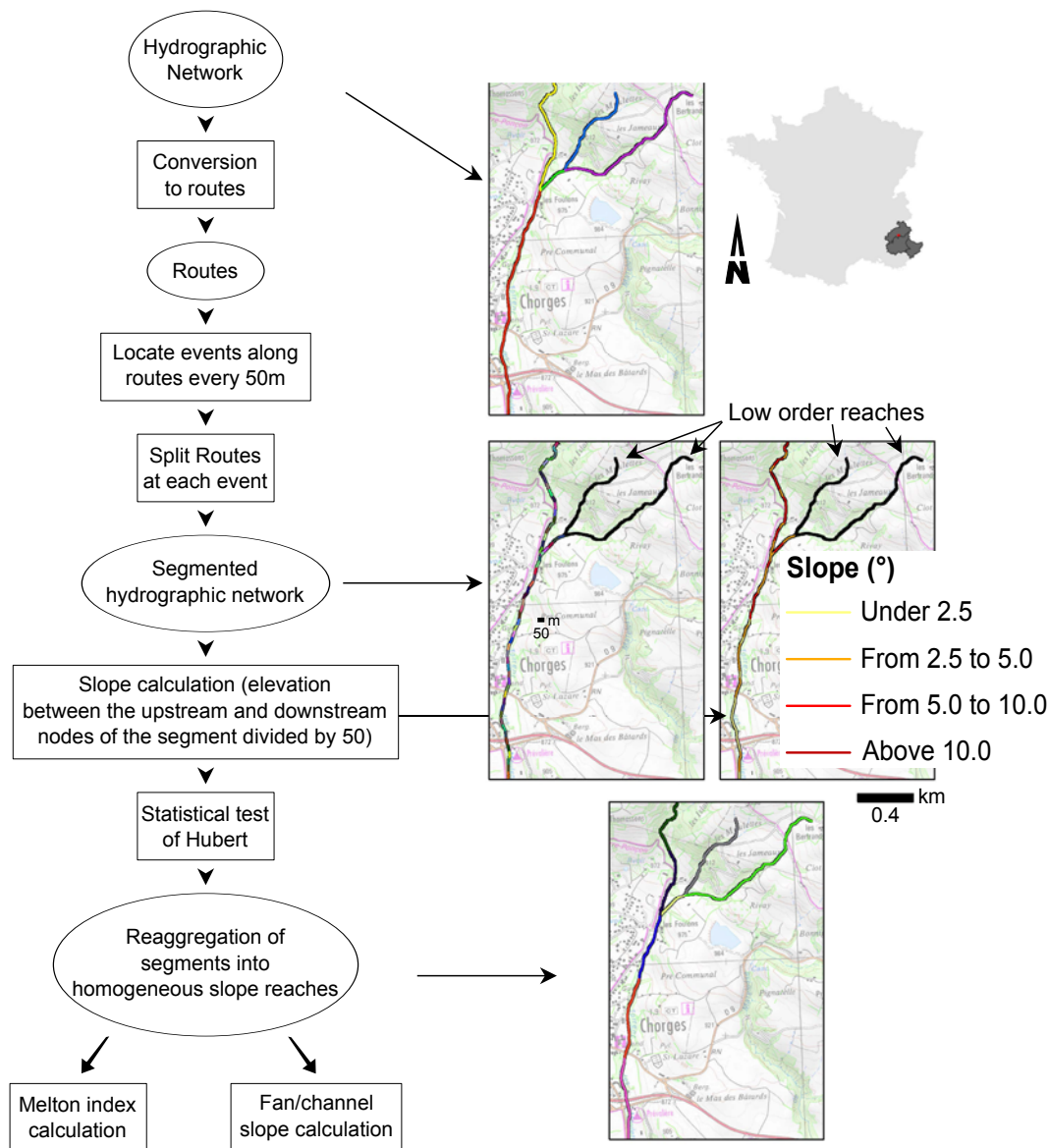


Figure 4.9 – Workflow for the definition of homogeneous slope reaches and their morphometric characterization

We disaggregated the initial channel courses (defined between two confluences) into segments of 50 m in length, and calculated for each a mean slope, i.e. altimetric difference between both upstream and downstream nodes of the segment divided by its length. Then we used the statistical test of Hubert which has been proved to be efficient for evaluating discontinuities within hydrological series and geomorphological series following Leviandier *et al.* (2012). After the discontinuities were identified, we aggregated the segments with homogeneous slopes. This constituted the basic reaches, called Homogeneous Slope Reaches (HSR), on which we characterized the morphometry, by calculating the Melton index and the channel slope on the terminal part.

### 4.2.4.2 Morphometric characterization of HSR

For the Melton index assessment, we did as for low order catchments and decomposed the indicator into the three raw variables mentioned previously: the maximum elevation of the HSR catchment, the elevation of the outlet and the drainage area. As we already knew the maximum elevation of low order catchments, we propagated the highest elevation values to the downstream HSR, recursively with a software we developed in Java™. The topological relationships between the low order reaches and HSR, and between HSR together are stored thanks to ID field within a MySQL™ database. We extracted the outlet elevation with the same method than for low order reaches, except that this outlet was not always located 50 m upstream of the channel end: for the HSR between 5 and 50 m in length the outlet was located 5 m upstream of the channel end and for shorter HSR, the channel slope was calculated for the entire HSR. Those latest are very small part of channel course between two confluences. For the drainage areas, we used various methods depending on the data available. We delineated the local catchments of each HSR as we did for low order reaches, but we only partly checked and manually corrected them. For sectors where the delineation of catchments was manually corrected, we calculated the drainage area as the sum of the geometrical values of areas of the local catchments (another function of the software we developed). For the other HSR, where catchment delineation has not been corrected, we used the value of flow accumulation at a snap point within 25 m around the outlet which presented the highest flow accumulation value. Another function we developed in our software is the correction of incoherent drainage area values. It compares flow accumulation values with the maximum value of the catchments located upstream and when it is lower, the value attributed to the current reach is set to the sum of the catchments' areas of the upper streams. It allowed correcting automatically some errors due to wrong flow accumulation values (due to the location of the outlet).

The channel slope was calculated as for low order reaches, by dividing the difference in elevation between the outlet (we calculated for the Melton index) and the downstream node of the terminal segment by the length of the terminal segment (either 50 m, 5 m or the entire length for the shorter HSR).



#### 4.2.4.3 Debris-flow activity according to morphometric properties

As for the low order reaches, we calculated the probability of debris flow activity of each HSR taking into account the Melton index and the channel slope extracted thanks to the method described previously. We applied the same logistic regression model than in the previous section. We also classified those probabilities in the four classes Null, Low, Intermediate and High for mapping purpose.

#### 4.2.4.4 Debris-flow susceptibility integrating the sediment availability

In order to identify the HSR which are able to propagate debris flows, we also took into account the debris-flow susceptibility of upstream reaches (low order reaches and HSR). We adopted a set of rules to qualitatively weight the propagation of debris flow, i.e. the class of susceptibility of each HSR, from the second order reaches (downstream of the low order reaches) to the downstream end of the network. This is another functionality we developed with MySQL<sup>™</sup> and Java<sup>™</sup>, which updated recursively the classes of the downstream HSR thanks to the rules described in the Table 4.3.

Table 4.3 – Integration of sediment potential and morphometric predisposition for debris flow propagation along the HSR

Debris-flow susceptibility of the current HSR according to the morphometric potential				
	Null $P \leq 0.02$	Low $0.02 < P \leq 0.5$	Intermediate $0.5 < P \leq 0.75$	High $0.75 < P \leq 1$
Highest debris-flow susceptibility class of the upstream HSR according to the morphometric and sediment potentials (adjusted class)	Null $P \leq 0.02$	Null ③	Null	Null
Low $0.02 < P \leq 0.5$	Null ①	Null ④	Low ⑦	Low ⑩
Intermediate $0.5 < P \leq 0.75$	Null ②	Low ⑤	Intermediate ⑧	Intermediate ⑪
High $0.75 < P \leq 1$	Null	Low ⑥	Intermediate ⑨	High ⑫

For each HSR, this function takes into account the current class of susceptibility to debris-flow activity (morphometry) and the class of the upstream reaches (either or HSR) which has been already modified: it integrates both the morphometry and the sediment supply for low order reaches and for downstream HSR the modified susceptibility class (modified considering the same rules, recursively from the source units, Figure 4.1). Whatever the position of the HSR within the network, the class of susceptibility is modified by taking into account the maximum class value of the upstream reaches. This can be considered as a limitation of the methodology as the size of the upstream networks does not influence the potential debris flow downstream propagation.

#### 4.2.5 Validation dataset for debris-flow susceptibility assessment

We established a validation dataset aiming at validating the debris-flow susceptibility approach. After having validated the statistical model (Chapter 2), we need to face our results with field / truth data. We constituted our own validation dataset with our field knowledge composed of 50 sites along the stream network with a drainage area under 40 km<sup>2</sup>, where the presence / absence of debris-flow signs has been determined in the field (half of them producing debris flows) (Figure 4.10). Even if this sample is very small compared to the entire network we processed, this constitutes a dataset very reliable.

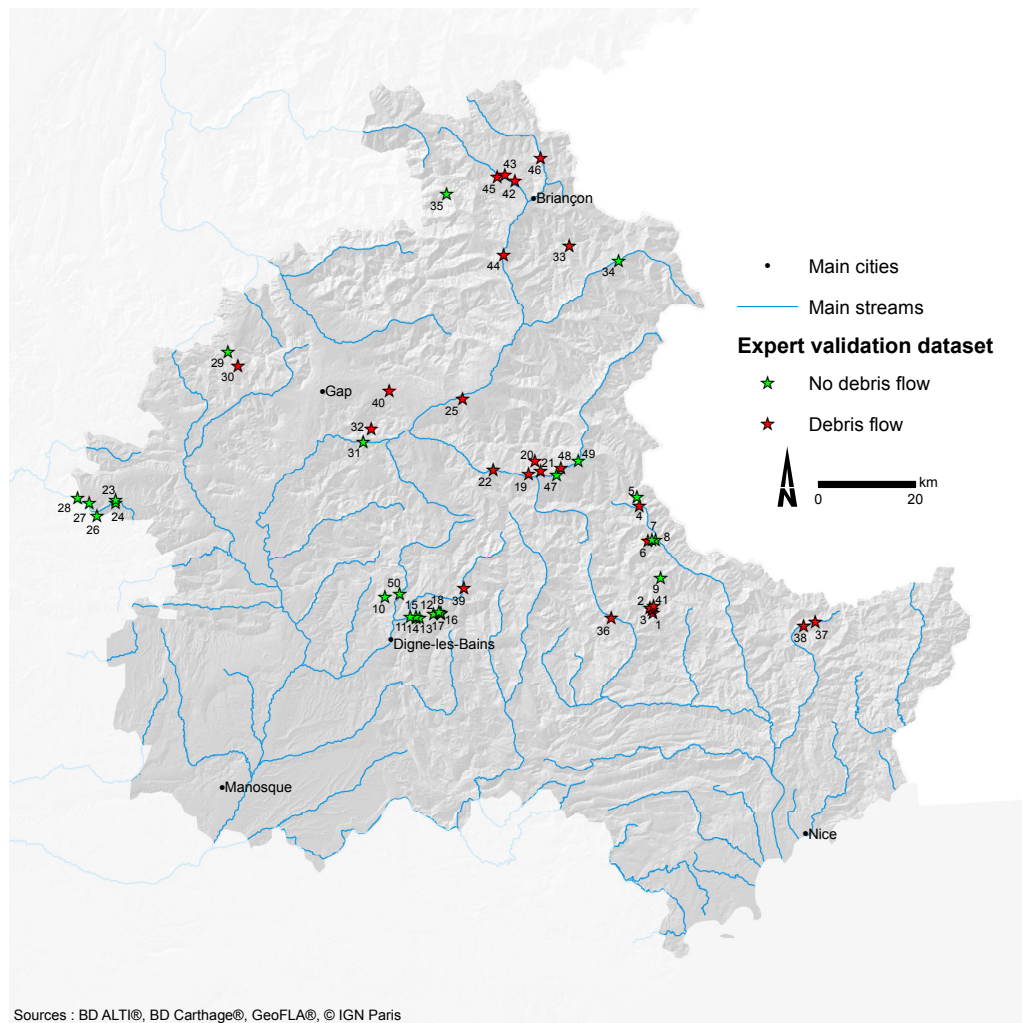


Figure 4.10 – Location of the 50 sites of the validation dataset, according to their process responses

We considered that the sites we predicted as being intermediate and highly susceptible to debris-flow activity (both triggering and propagation) actually produce debris flows, and the others do not. This classification was compared to the observations presented in Table 4.4.

Table 4.4 – Validation dataset (1 show debris flow activity, and 0 not)

REF	Sites	Expertise
1	Réal, downstream station	1
2	Réal, upstream station	1
3	Réal, mid station	1
4	Salso Moreno, on its fan	1
5	Salso Moreno, upstream	0
6	Rechaussenc, on its fan	1
7	Ardon, deposits	0
8	Ardon, passage buse	0
9	Roya, upstream	0
10	Galabre at la Robine	0
11	Bouinenc, confluence with the Bléone	0
12	Bouinenc, village station	0
13	Bouinenc, PIT TAG station	0
14	Bouinenc, canal bridge	0
15	Ravin de Cougourde, bridge of departmental road RD22	0
16	Laval at Draix	0
17	Francon at Draix	0
18	Bouinenc, bridge on the Laval	0
19	Riou Bourdoux, on its fan	1
20	Riou Bourdoux, upstream	1
21	La Valette, deposits	1
22	Abéous, confluence with Ubaye	1
23	Esclate, confluence with Eygues	0
24	Haute-Eygues	0
25	Boscodon, on its fan	1
26	Armalausa, confluence with Eygues	0
27	Lidane, confluence with Eygues	0
28	Rau de Baudon, confluence with Eygues	0
29	Abeou La Cluse	0
30	Rabioux, on its fan	1
31	Théous torrent, on its fan	0
32	Théous torrent, upstream	1
33	Gullyat Izoard pass	1
34	Peynin torrent, on its fan	0
35	St Pierre torrent, Pré de Madame Carle	0
36	Riou Bourdoux, Villeneuve-d'Entraunes	1
37	Pisset Madone de Fenestre, small valley	1
38	Pisser Madone de Fenestre, small valley, downstream	1
39	Heyre Pradsar, Haute Bléone	1
40	Devezet torrent, on its fan	1
41	Tuébi upstream from the Réal	1
42	Verdarel, on its fan	1
43	La Salle torrent, on its fan	1
44	Riou Sec, l'Argentièrre-la-Bessée	1
45	Le Bez, on its fan	1
46	Ravine of Sables	1
47	Galamonds torrent, on its fan	0
48	Le Faucon, on its fan	1
49	Riou Versant, on its fan	0
50	Ravine of Tuves, on its fan	0

We used performance indicators, presented in the chapters 2 and 3 , in order to evaluate the predictive power of our approach.

## 4.3 Results

### 4.3.1 Susceptibility to debris-flow triggering in source units

Amongst the 32718 km of drainage network covering the study area, 18975 km (58%) are low-order reaches, with a median length around 610 m. The main descriptive statistics

### 4.3. RESULTS

---

are also given for the drainage area, Melton number, channel slope and probability to debris-flow activity in the Table 4.5.

Table 4.5 – Main characteristics of the low order reaches

	Minimum	Percentile 5%	Median	Mean	Percentile 95%	Maximum
Length (m)	26.6	174.9	609.7	488.5	1617.9	6704.4
Drainage area (km <sup>2</sup> )	3e <sup>-3</sup>	0.1	0.2	0.3	0.9	21.1
Melton number	0.0	0.2	0.8	0.8	1.7	6.3
Channel slope (degree)	0.0	1.1	10.2	12.3	30.1	60.9
Probability to debris-flow activity	0.0	0.1	0.9	0.8	1.0	1.0

The corresponding distributions of the main characteristics of the low order reaches are illustrated in the Figure 4.11.

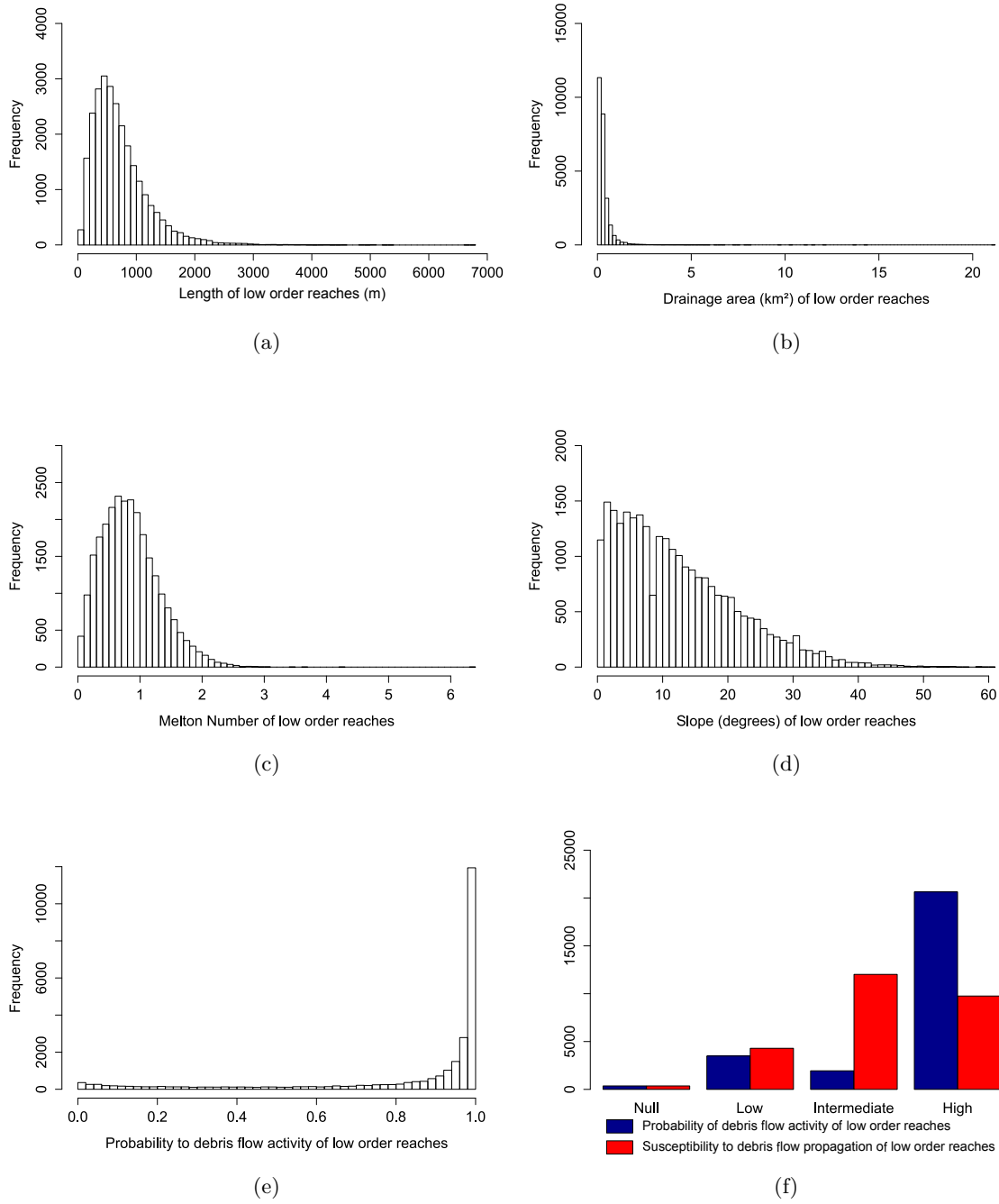


Figure 4.11 – Distribution for the low order reaches of the (a) Length (m); (b) Drainage area (km<sup>2</sup>); (c) Melton number; (d) Slope (degree); (e) Probability of debris-flow activity; (f) Susceptibility to debris-flow triggering

The Figure 4.12 is a regional map of the Melton numbers of the low order reaches. The highest values, i.e. showing the highest level of energy available for debris-flow triggering, show a gradient from the molassic unit (chapters 1 and 3 for location) in which the density is very low, to the alpine unit, showing a very high density of high Melton numbers.

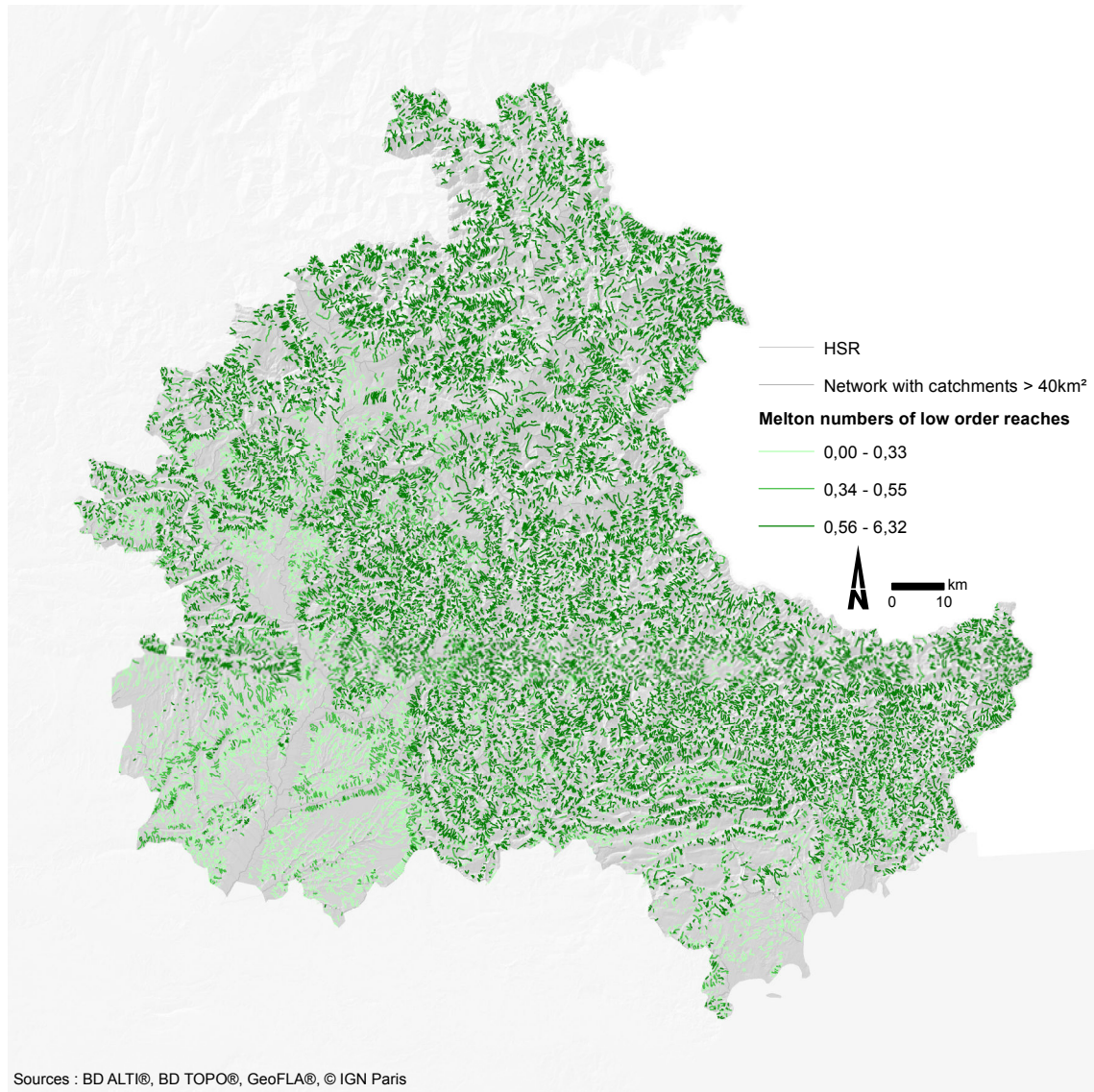


Figure 4.12 – Melton numbers of the low order reaches

The Figure 4.13 shows the spatial distribution of the channel slopes of the low order reaches at a regional scale. It fits well the regional pattern of the Melton numbers, with the highest values preferentially found in the subalpine and alpine units.



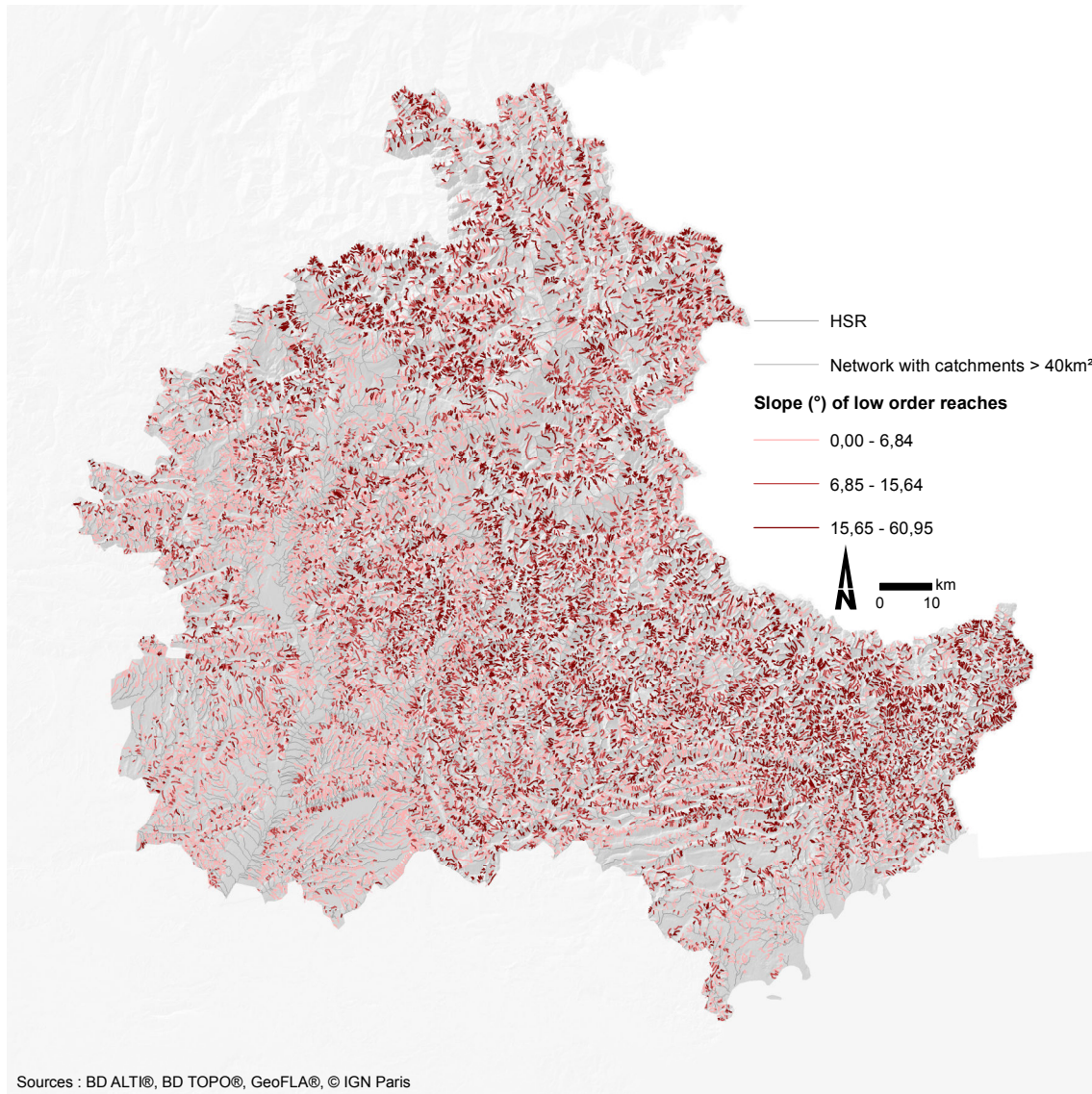


Figure 4.13 – Slopes of the low order reaches

The distribution of probability to debris-flow activity is strongly asymmetrical, with half of the values higher than 0.9. The probabilities classed in four classes are shown in the Figure 4.14.

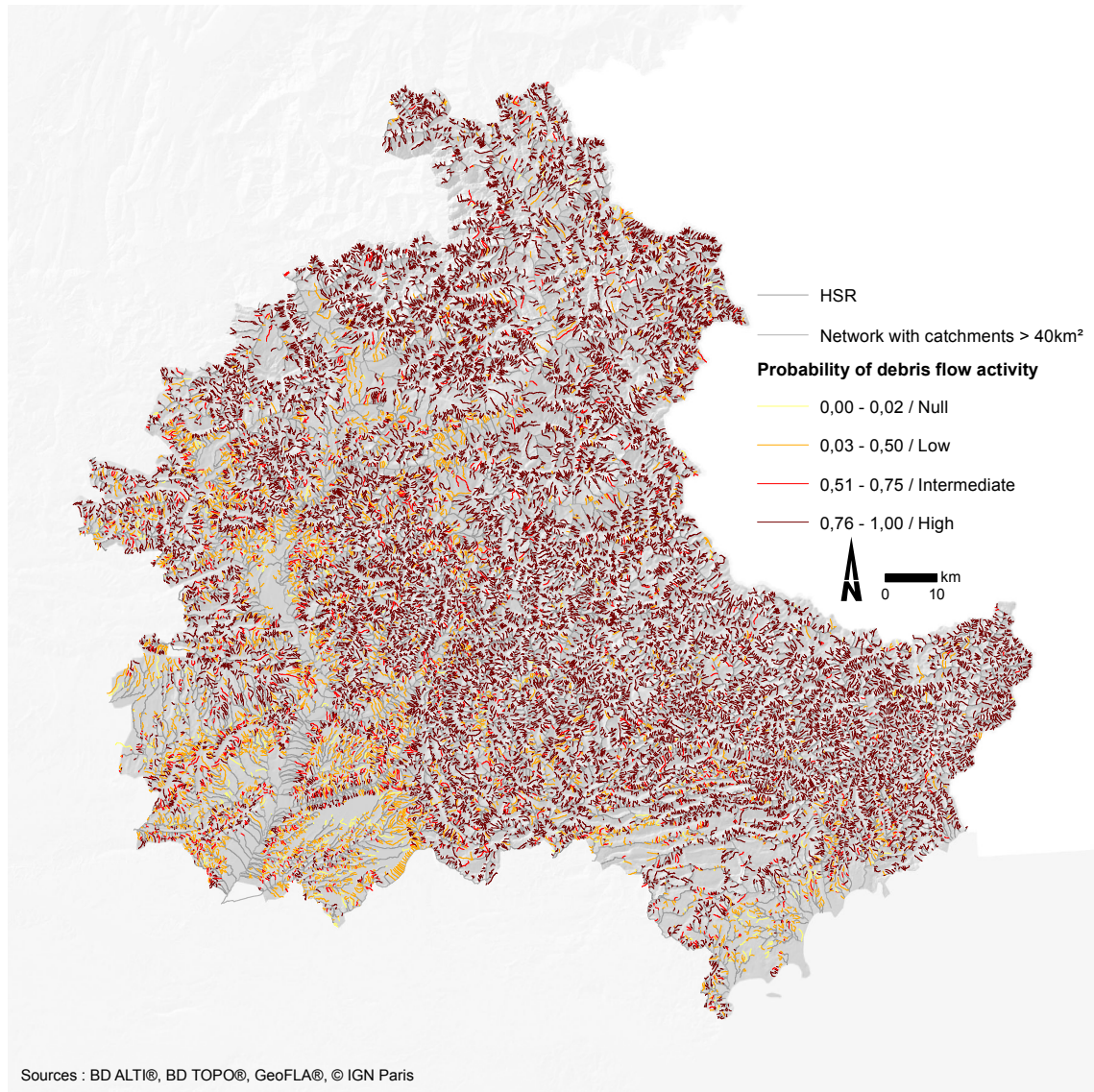


Figure 4.14 – Probability of debris-flow activity of the low order reaches

After a qualitative integration of the sediment availability (Figure 4.15), the distribution of the four classes is shown in the Figure 4.16.



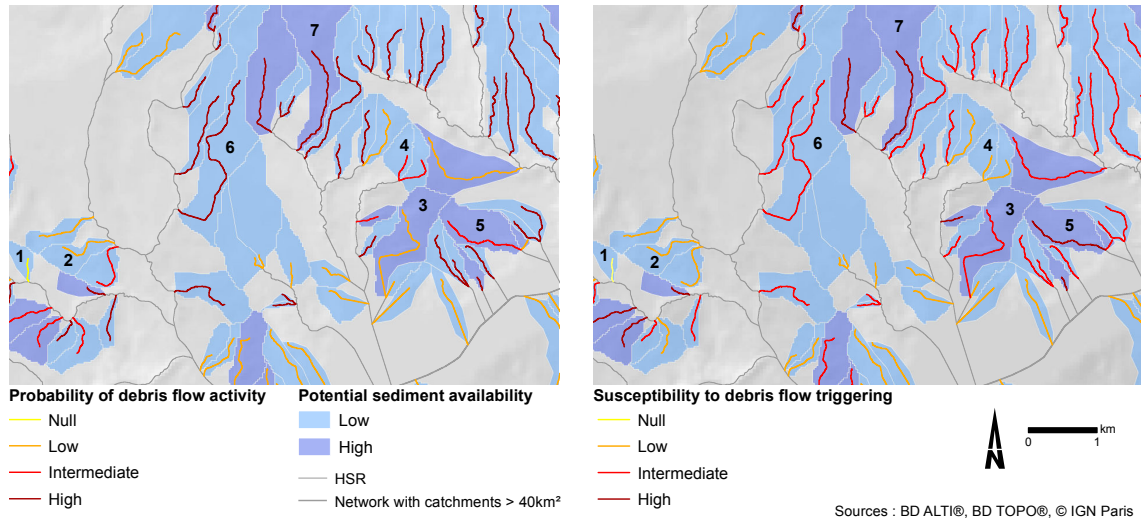


Figure 4.15 – Probability of debris-flow activity of the low order reaches, and susceptibility to debris-flow triggering according to the sediment availability

A large part of catchments classified as having a high probability of debris-flow activity shows a lower susceptibility (intermediate) after integrating the sediment potential.

As shown in the Figure 4.16 the number of low order reaches classified as having a High susceptibility to debris flow is much higher than for other classes. According to the spatial pattern of Melton numbers and channel slopes, and to the spatial distribution of erosion patches at a large scale, the susceptibility to debris-flow triggering shows a gradient from the molassic to the alpine units. Some of those low order reaches constitute the expert validation dataset and their predictability will be discussed in the validation and discussion part.

Even if the predictions seem correct on the main streams, as they are not susceptible to debris flow, our model seems to over predict debris-flow activity in upland areas (low order reaches). This distribution of the probability (Figure 4.16) does not fit with general knowledge about debris flow, i.e. the predicted probability of spatial occurrence is higher than the non-occurrence, even if this phenomenon is considered rare and extreme. This may be related to the problems we encountered to extract the morphometric indicators of the small upland catchments.

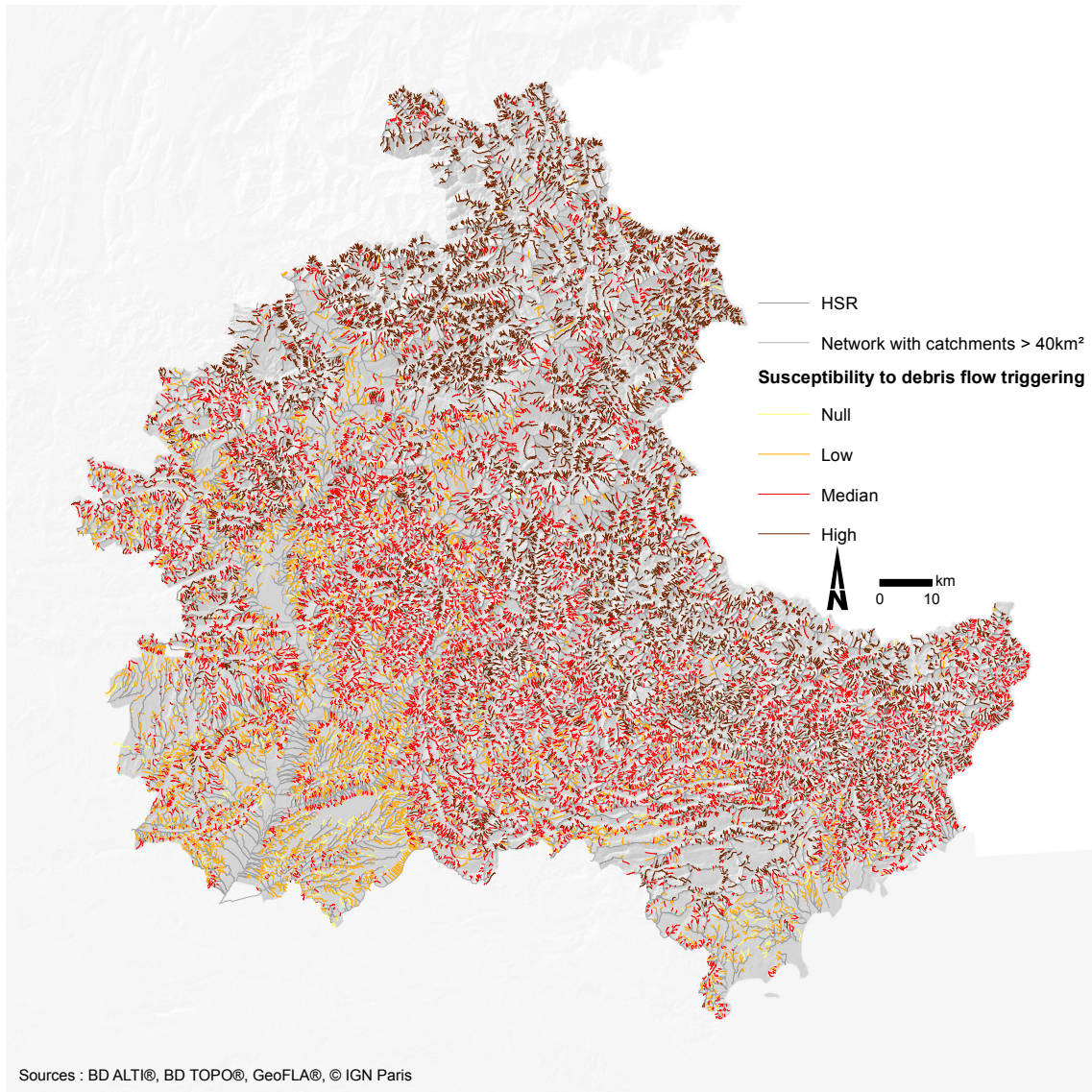


Figure 4.16 – Susceptibility to debris-flow triggering according to the sediment availability and morphometric characteristics

#### 4.3.2 Susceptibility to debris-flow propagation through the network

Following the definition of the hydrographical units we chosen, 34269 HSR having a catchment area lower than 40 km<sup>2</sup> were identified. They seem to be relevant when overlaid on the topographic maps, some of the discontinuities statistically identified corresponding to dams, roads or abrupt in slope (Figure 4.9).

The main characteristics of these HSR are given in Table 4.6 and their distributions are illustrated in Figure 4.17.

Table 4.6 – Main characteristics of the HSR having a catchment area lower than 40 km<sup>2</sup>

	Minimum	Percentile 5%	Median	Mean	Percentile 95%	Maximum
Length (m)	0.1	50.0	237.6	336.9	977.2	6650
Drainage area (km <sup>2</sup> )	7e <sup>-3</sup>	0.3	2.1	5.5	24.7	40.0
Melton number	0.0	0.1	0.4	0.5	1.1	4.0
Channel slope (degree)	0.0	0.0	5.7	8.1	23.8	75.1
Probability to debris-flow activity	0.0	0.0	0.8	0.6	1.0	1.0

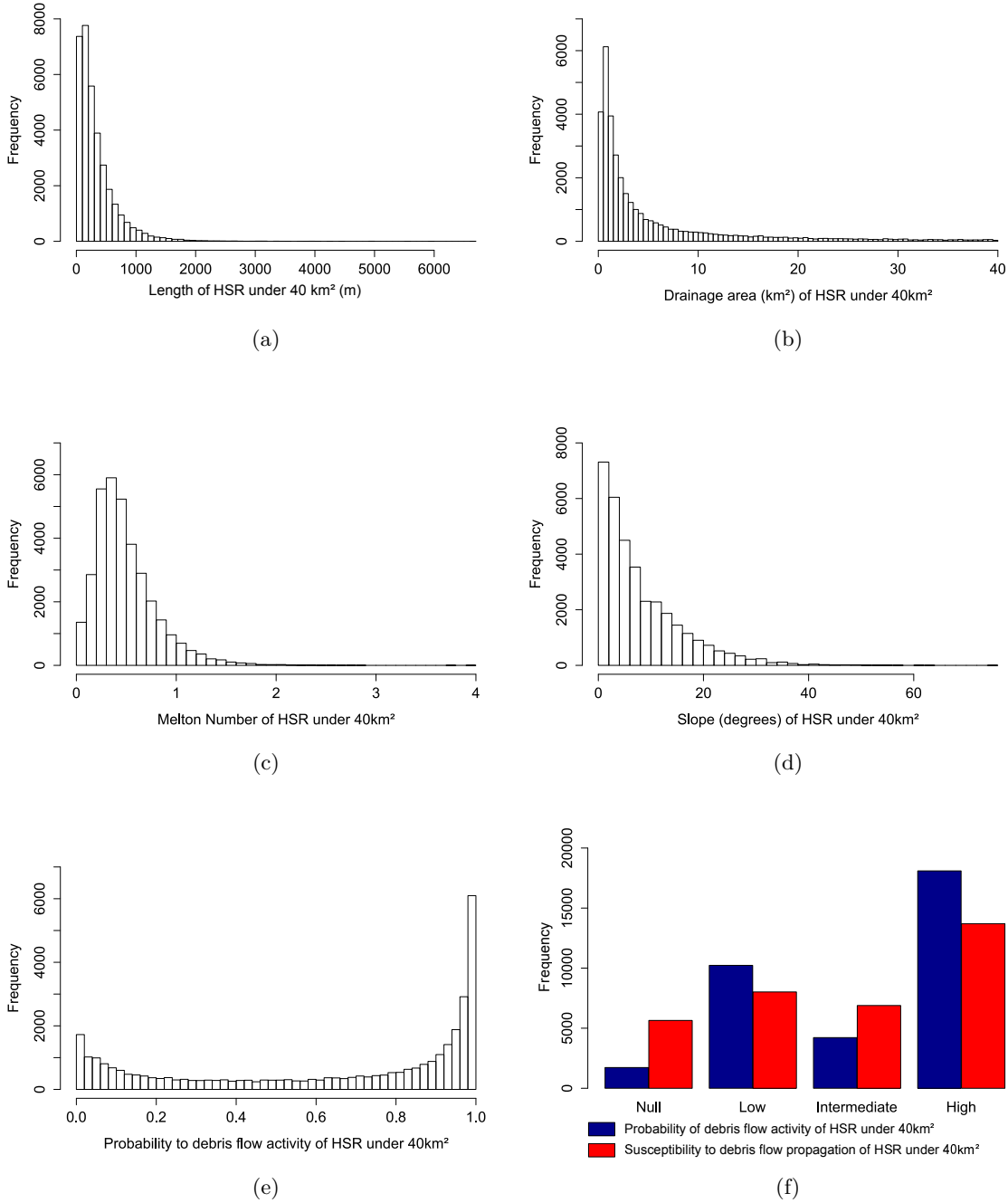


Figure 4.17 – Distribution for the HSR of the (a) Length (m); (b) Drainage area (km<sup>2</sup>); (c) Melton number; (d) Slope (degree); (e) Probability of debris-flow activity; (f) Susceptibility to debris-flow triggering

### 4.3. RESULTS

The range of Melton values seems to correspond to the range we found in the literature (values under 4) and also show a gradient from the molassic to the alpine units, with the particularity compared to low order streams that the rate of HSR with Melton numbers under 0.3 is much higher, even in the subalpine unit (Figure 4.18).

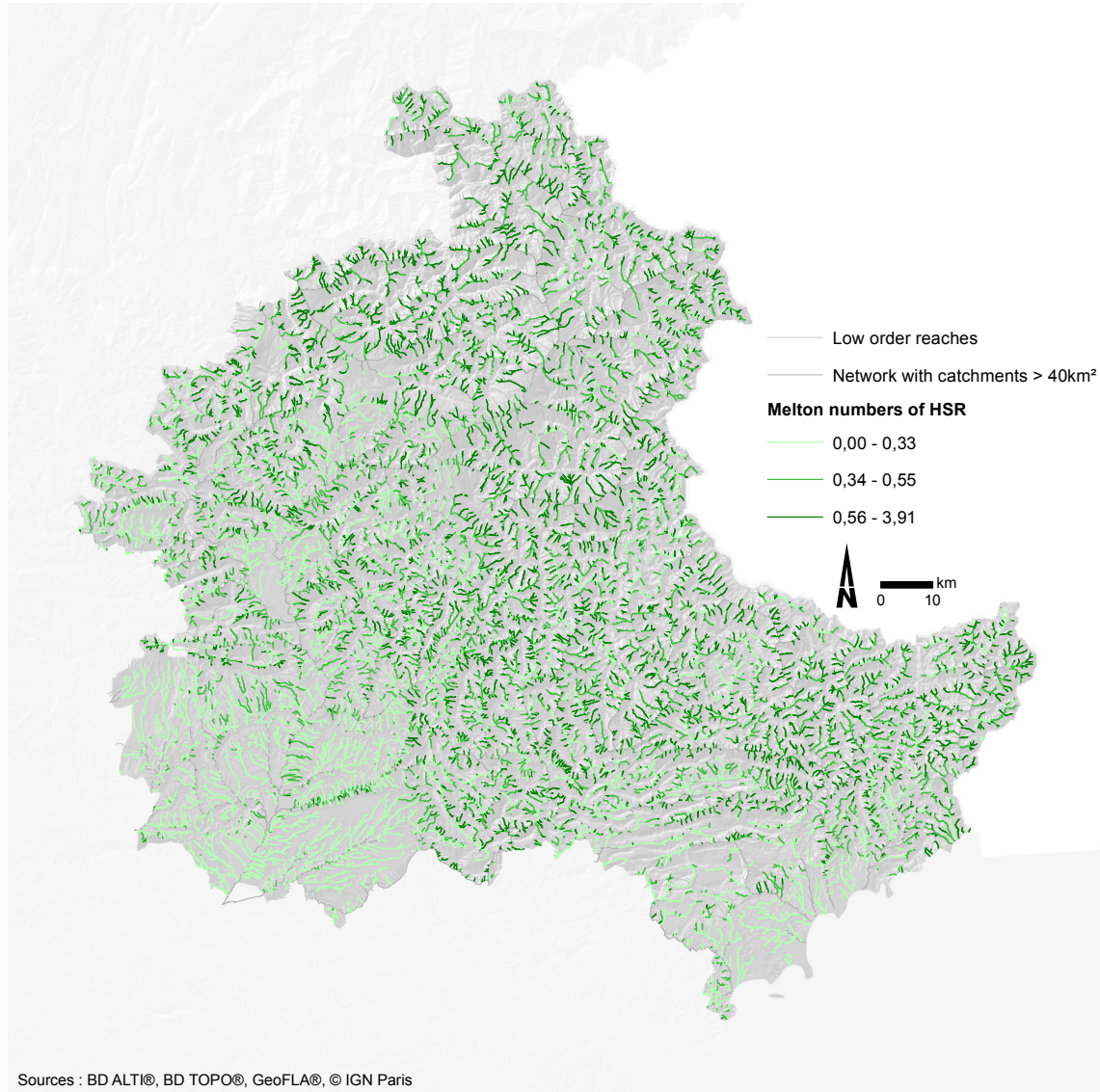


Figure 4.18 – Melton numbers of the HSR

The range of slope is also consistent with literature. The lower slopes are preferentially located in the molassic unit, on the main streams, on plateaus and terraces (Figure 4.19).



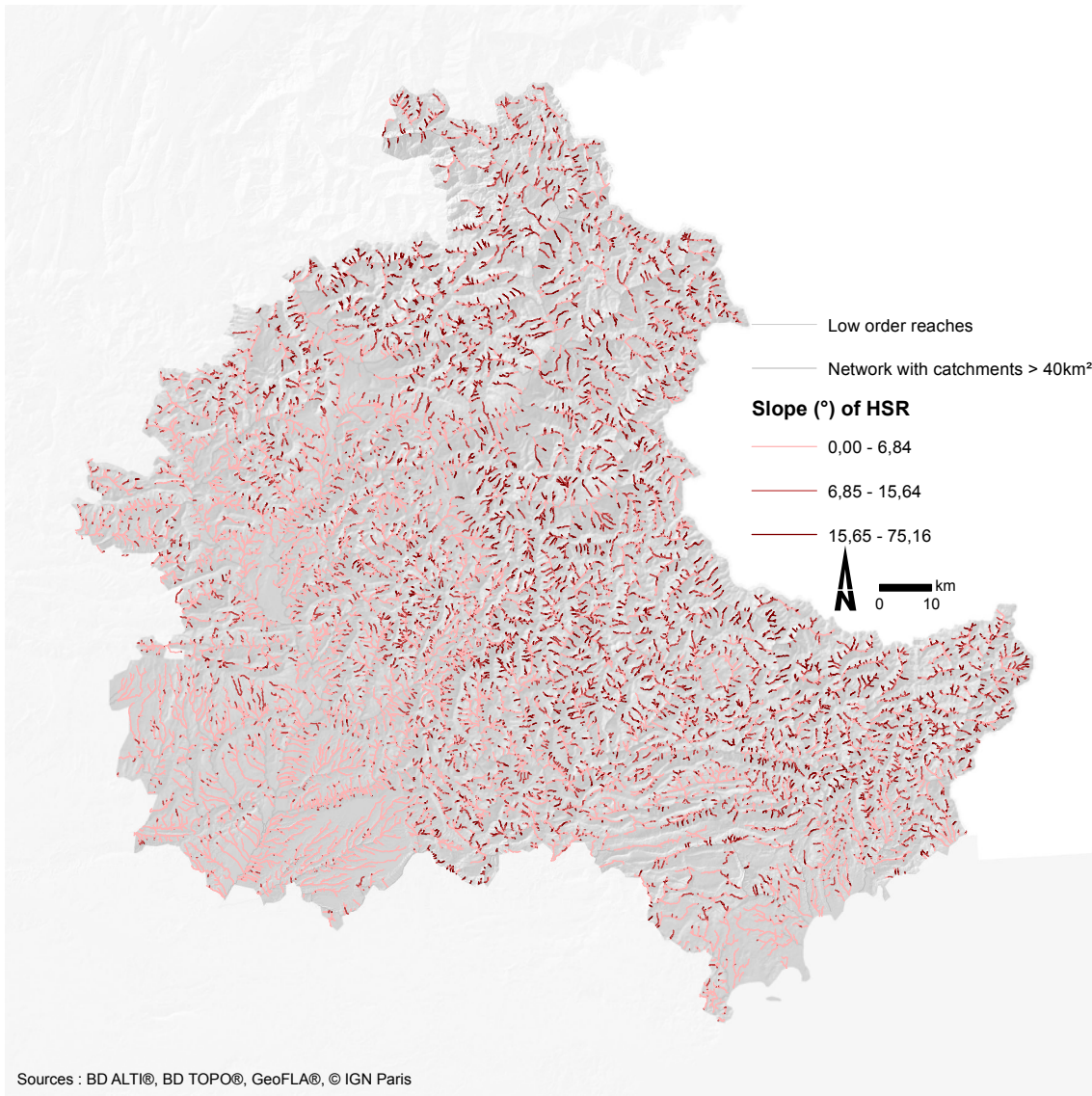


Figure 4.19 – Slopes of the HSR

As the western part of the study area shows lower slope values, the probability of debris-flow propagation along those streams is consequently lower.

On the Figure 4.20, we plotted both morphometric indicators with colors associated with the probability of debris-flow response (calculated with the statistical model described in the previous chapter (Bertrand *et al.*, 2013a). The probability under 0.5 is plotted in green, and above in red.

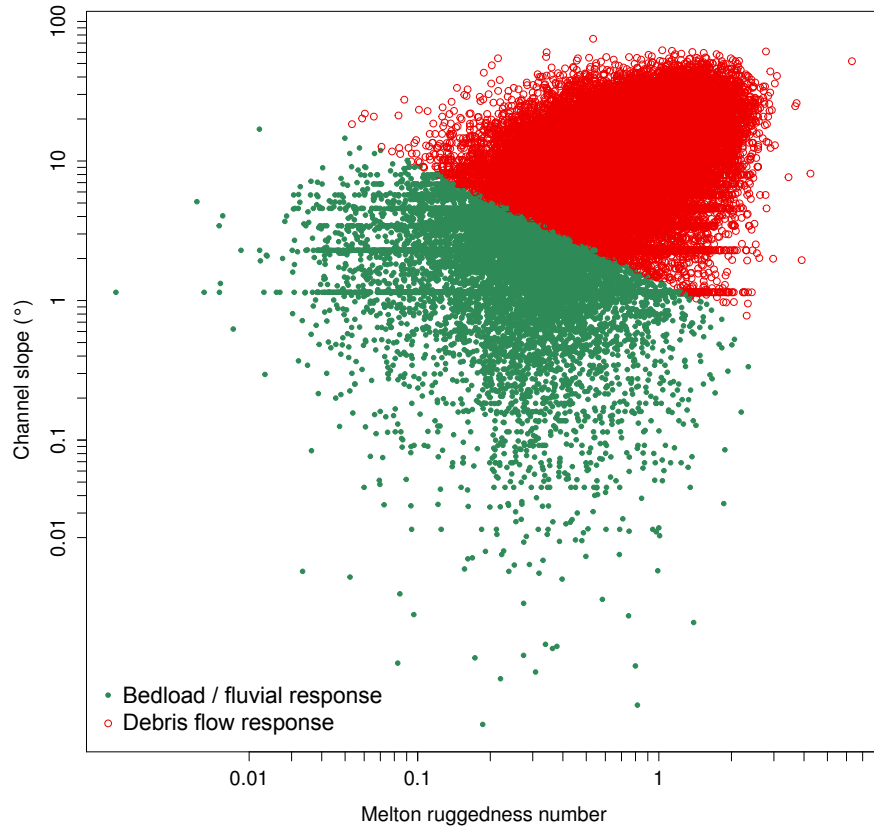


Figure 4.20 – Probability of debris-flow activity according to the morphometric indicators

The classified probabilities of debris-flow activity are represented on the Figure 4.21.

Once again the spatial distribution of probability of debris-flow activity seems to follow a gradient between the molassic unit and the alpine unit. As for the slope distribution, the western part of the study area shows lower probability values, almost along the main stream valleys.

The modifications applied to the HSR classes according to the Table 4.3, in order to integrate the debris-flow susceptibility of upstream reaches (both low order reaches and HSR) are shown in Figures 4.17f, 4.22 and 4.23.

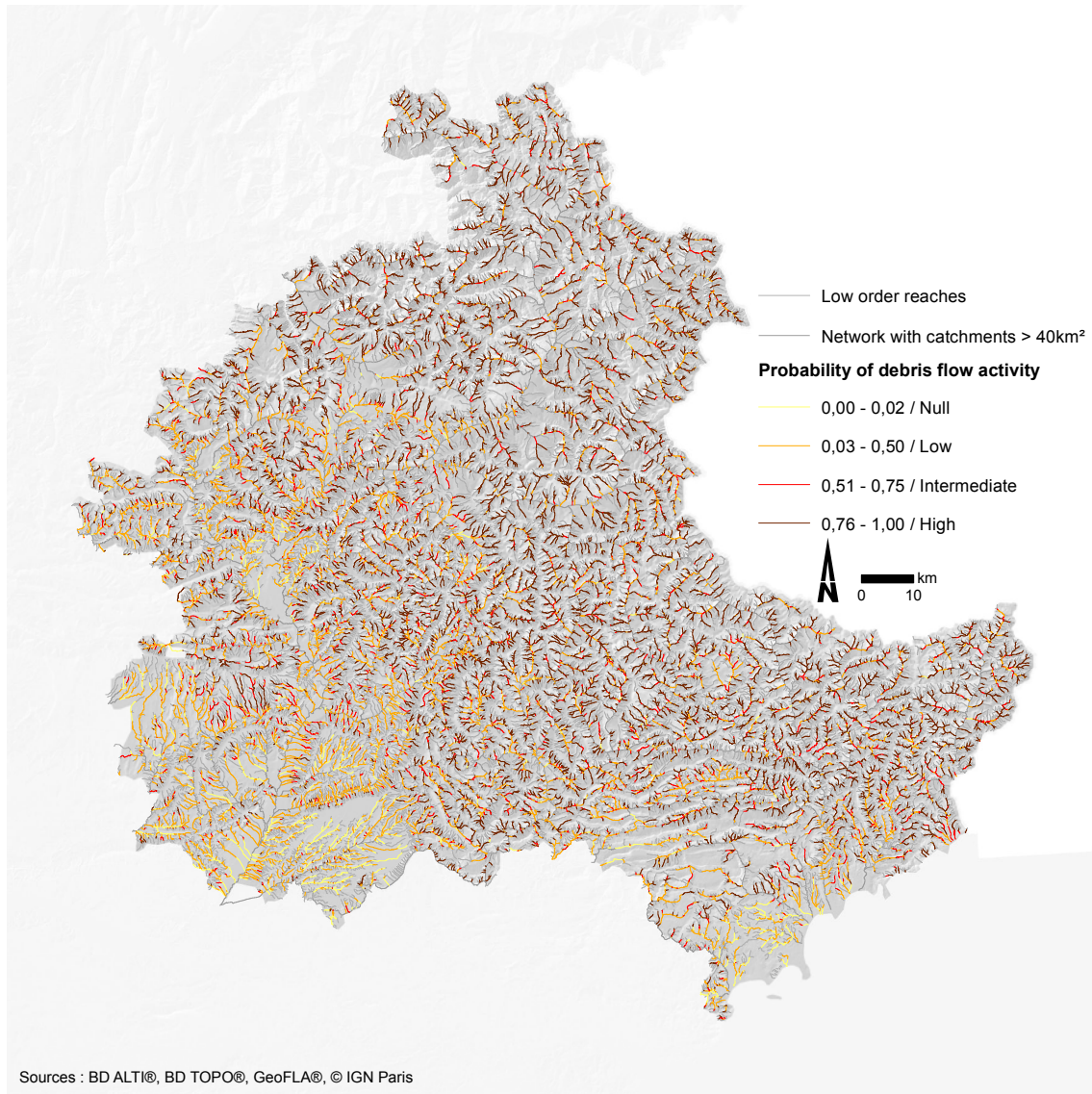


Figure 4.21 – Probability of debris-flow activity of the HSR



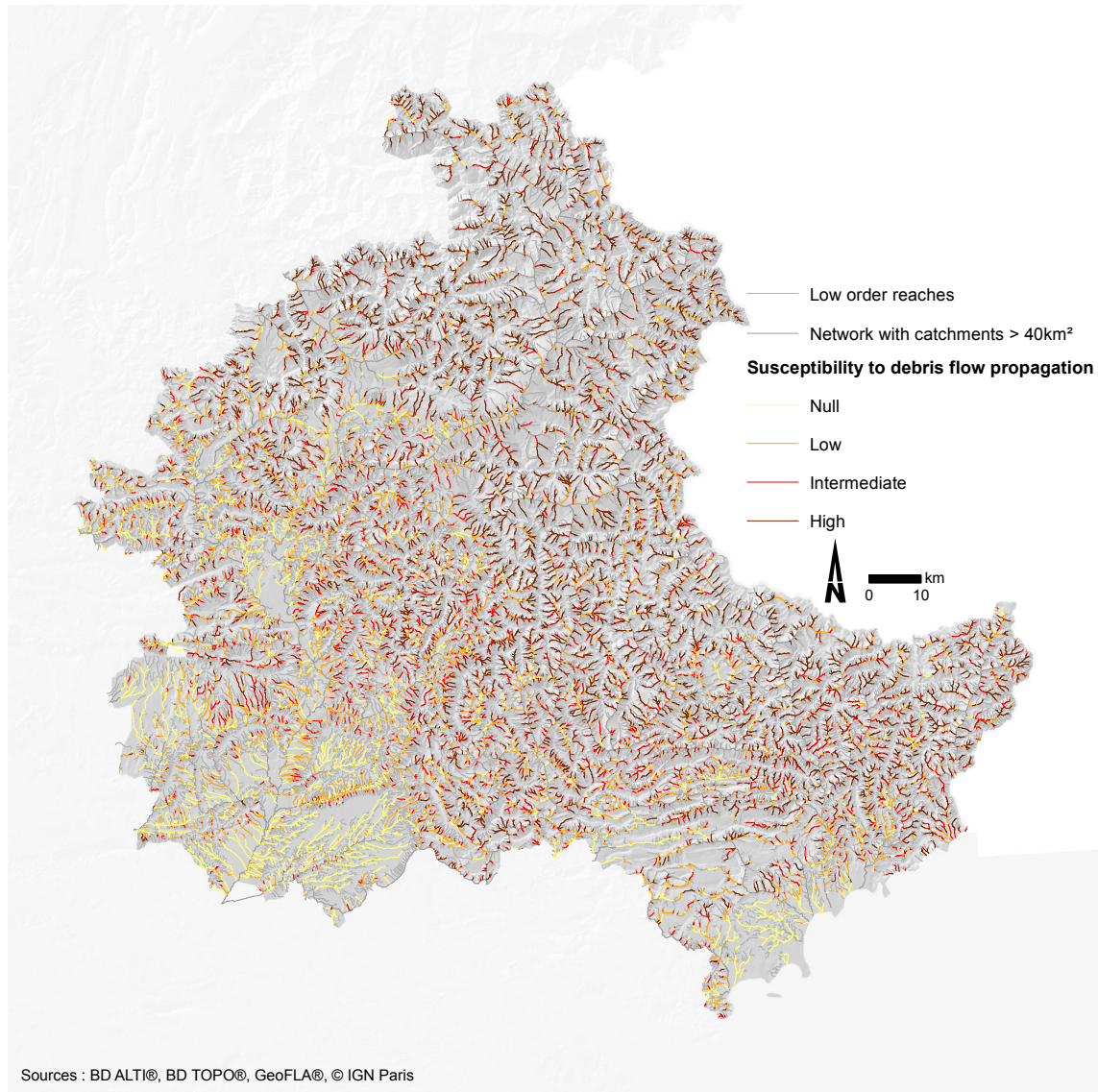


Figure 4.22 – Probability of debris-flow activity of the HSR, and susceptibility to debris-flow propagation according to upstream susceptibility



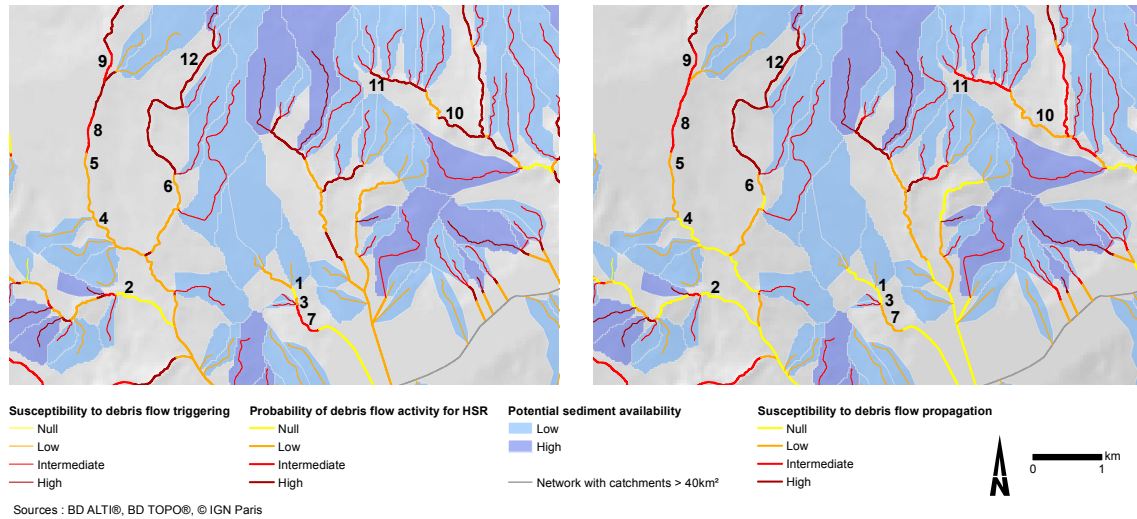


Figure 4.23 – Susceptibility to debris-flow propagation according to the upstream susceptibility

At first sight, it seems that the distribution of each probability class is consistent with knowledge about debris flow, with higher probability of debris flow propagation according to the available energy controlled by morphometric indicators. It explains the great density of the Null class along the main valleys, and on the plateaus of the molassic unit. The validity of this prediction is discussed in the following section, when the susceptibility to debris flow is compared to expert knowledge.

#### 4.4 Validity of the predicted debris-flow susceptibility

We compared a restricted validation dataset composed of 50 sites (half of them producing debris flows) to the predicted susceptibility to debris-flow activity. The overall accuracy of our model is 80% with a greater number of false negative cases (low order reaches or HSR predicted as non-susceptible to debris-flow transport, even they were). We calculated all the descriptive statistics to evaluate the model (Table 4.7).

Table 4.7 – Prediction scores of the susceptibility approach

Number of validation individuals	50
Overall accuracy	0.80
True positive rate	0.34
True negative rate	0.46
False positive rate	0.04
False negative rate	0.16
Sensitivity	0.68
Specificity	0.92

Even if the restricted size of the validation sample can be arguable, the model we proposed showed very good results. This can be linked to the thresholds used to class the probability to debris-flow activity of both low order reaches and HSR. Some geomatic

errors related to the quality of the data and the methodology could explain why the Melton numbers and channel slopes are often higher than they actually are, and why the probability of debris flow activity is often very high as well (Figures 4.14 and 4.21). Using other thresholds, as for example a natural threshold classification of the probability, could have led to different results. Even the number of class can be discussed, we chose four classes for representation purpose to facilitate the map reading, but maybe two would have been enough.

The way we integrated the sediment availability parameter is also arguable. Indeed we chose to consider that only catchments with a rate of erosion above 75% or with any erosion patches bigger than five hectares are susceptible to sediment supply for debris-flow triggering. These thresholds are both based on expert judgement and could have been chosen according to a wider set of observations. The integration of sediment availability to adjust the debris-flow triggering susceptibility is also arguable. It is based on a qualitative expert judgement. The network approach we developed is very simple as it did not take into account the position of the reach, for which the potential debris-flow propagation is evaluated, within the hydrographic network: the same rules are applied if this reach is located downstream of the confluence of two low order reaches, or one low order reach and a HSR, or two HSR, whatever their respective catchment areas are (i.e., whatever their location within the hydrographic network). We positioned our susceptibility assessment in a high hypothesis frame.

## 4.5 Methodological limitations and perspectives

Even if the susceptibility assessment approach has been validated with field expertise, we would like to draw attention on the quality of the geomatic procedure we developed to extract the morphometric indicators. Indeed, we encountered many technical difficulties to delineate the small upland catchments and to characterize their morphometric properties, considering the rough resolution of the DEM we used, and the steps needed to simplify and automatize the procedure. The morphometric indicators extracted with the GIS procedure, especially the slope, seem to fit with a first qualitative visual interpretation when drapped on the DEM or within the Google Earth<sup>®</sup> software.

The maximum elevation of the catchment and its drainage area strongly depend on the quality of its delineation. When using the raw BD TOPO<sup>®</sup> hydrographic network for stream burning, the delineation of catchment failed for at least one third of them, located in the upstream part, because of their very small size compared to the resolution of the DEM used to delineate them. This is also related to the inconsistency between the DEM and the hydrographic network (the linear features did not match exactly with the talweg). As we explained previously, we simplified the network but still errors persist. After many tests, trying to improve catchment delineation process, by using or not a burnt DEM, by using various flow direction algorithms we did not achieve to reduce the number of incorrectly delineated catchments significantly, and we finally propose a manual

correction. Considering a lower resolution DEM, available in the upper Var and Tinée sectors, we tested effect of DEM resolution on the capacity to delineate the catchments. The delineation process applied as described previously showed better results with the 5 m DEM, as only 10% were not correctly delineated, but the automated part was 10 times longer than for a 25 m DEM. Such higher resolution requires implementation of greater and faster computing infrastructures and algorithms. This comparison with a lower spatial resolution DEM allows us to consider that even the quality of our raw data is not fully adapted to our objectives, the GIS procedure is efficient: the drainage area of upland catchments can be extracted in a semi-automatized way.

For higher ranks, we hypothesized that the flow accumulation values extracted after the DEM burning step could be used. The automatized snap of the catchment's outlet on the nearest highest flow accumulation value implies to fix a neighborhood threshold within which this value is searched. Even if we empirically chose this threshold, it shows accurate results at a large scale (even for catchments larger than 40km<sup>2</sup>): flow accumulation raster can be used to extract the catchment area. However, such data may be insufficiently accurate to extract values for very small catchment (smaller than 1 km<sup>2</sup>) due to the wrong flow path which conduct to important errors of drainage area.

To conclude, the critical part of the morphometry characterization is the delineation of catchments which strongly depend on the resolution of the DEM processed, the quality of this DEM and the algorithms used to delineate them, based first on the flow direction calculation. Here, we finally choose the classical D8 method (Figure 4.24a), but the alternative Dinf (Figure 4.24b) available in SAGA<sup>®</sup> GIS for example did not significantly improve the delineation.

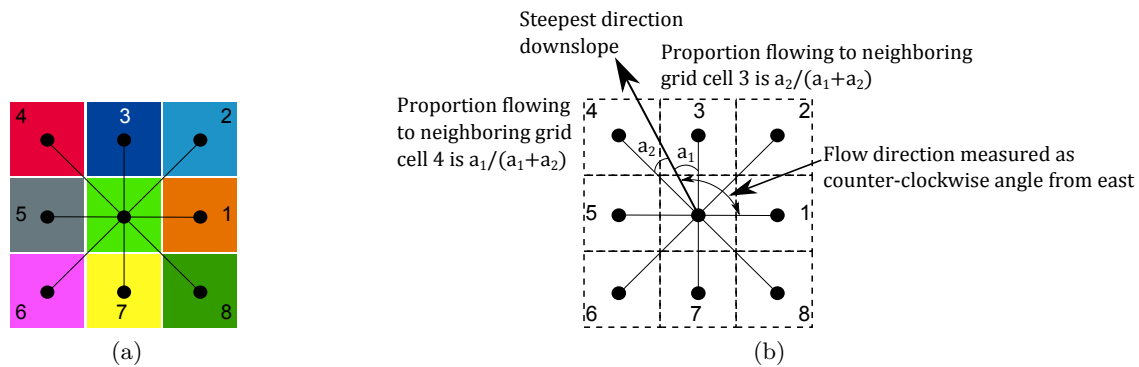


Figure 4.24 – Flow direction calculation methods both modified from (Tarboton, 1997)  
(a) D8; (b) Dinf

In the last twenty years, large scale datasets had quite rough spatial resolution, so the size of the raster did not exceed the capacity of the computers, and processing of the DEM with algorithms such as D8 was not a problem even if the results did not fit exactly with the field, and it was considered as enough accurate for large scale studies. Now, available datasets are more and more accurate, and the resolution reaches 1 m even for large areas. Algorithms are no longer efficient enough to process such DEM, and noise is even more

present in large floodplain especially with LIDAR Data.

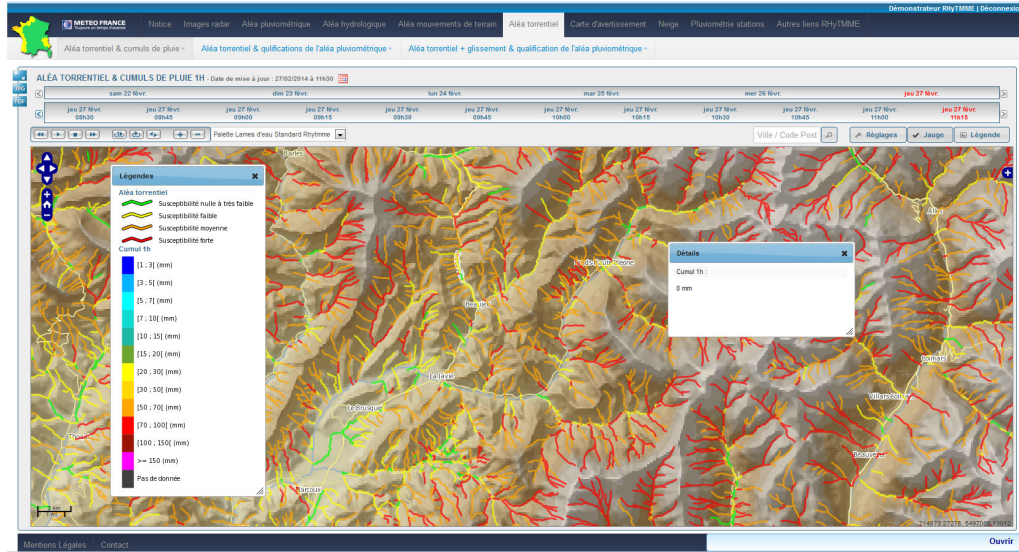
## 4.6 Conclusion

The automatized morphometric characterization step of the proposed procedure has proved to facilitate the extraction of critical variables in a reliable way. Even if it required a manual step (our methodology could be qualified as semi – automatized) for small upland catchments, it is very accurate for larger scales. Some errors persist but on a whole the procedure showed promising results.

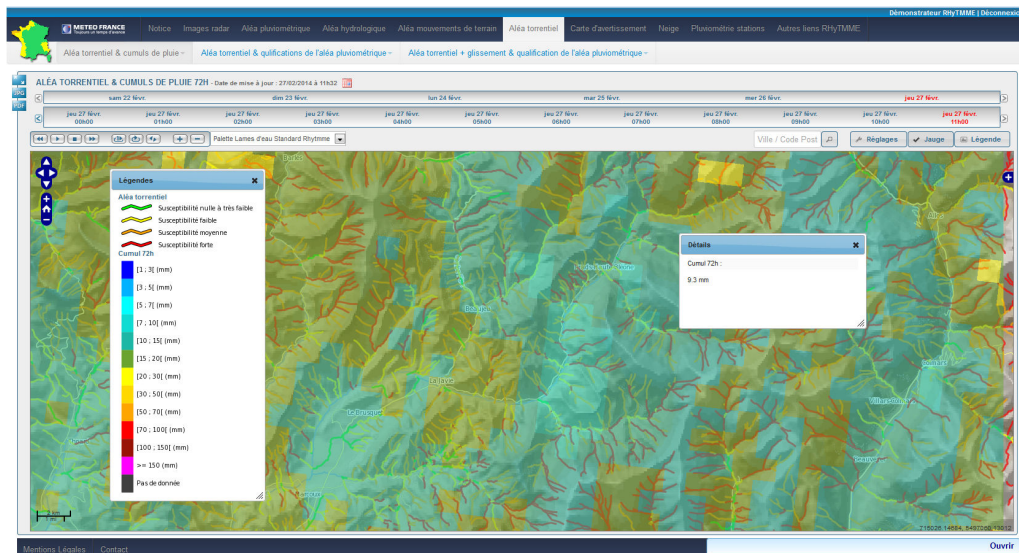
The validation of the entire approach of debris-flow susceptibility also showed advances as it has never been applied at the large scale of the Southern French Alps. We integrated two predisposing factors which are the morphometric properties of the network and the sediment availability in lower order catchments. Our approach could still be improved by integrating a quantitative assessment of the effects of the sediment availability.

This first result is very important to give an insight of the debris-flow susceptibility at the scale of the study area. This has been integrated on a web platform (Figure 4.25), amongst other natural hazards assessment (RHYTMME project), to be overlaid with the precipitation hazards at various temporal scales in order to prevent debris-flow event triggering.

## CHAPTER 4. GIS APPLICATION OF DEBRIS-FLOW SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT WITHIN THE SOUTHERN FRENCH ALPS



(a)



(b)

Figure 4.25 – Graphical example of susceptibility map on the web interface (a) for 1h cumulative rainfall; (b) for 72h cumulative rainfall

## Chapitre 5

# Synthèse et perspectives

La caractérisation de la susceptibilité torrentielle à large échelle a fait l'objet de nombreuses avancées. Tout d'abord, l'analyse des contrôles morphométriques a conduit à la définition de nouvelles relations statistiques permettant l'identification des biefs présentant une activité, même ancienne, de laves torrentielles, puisque les formes des cônes de déjection enregistrent l'occurrence de tels événements de manière durable. Ensuite, l'identification à l'échelle régionale des secteurs en érosion a permis d'intégrer qualitativement le potentiel d'apports sédimentaires à notre démarche d'analyse de susceptibilité. Enfin, ce potentiel, couplé à l'analyse des contrôles morphométriques, a été intégré dans un SIG pour prédire l'occurrence spatiale de laves torrentielles dans les Alpes du Sud.

C'est donc à la fois sur le plan technique et thématique que cette thèse contribue à améliorer l'état des connaissances des laves torrentielles à l'échelle régionale. La démarche, intégrant analyses statistiques, analyses spatialisées sous SIG et traitements des images par télédétection, a montré sa pertinence pour traiter d'une telle question. A la fin de cette thèse, des perspectives scientifiques sont envisageables pour améliorer la démarche adoptée. Déjà mentionnées à la fin de chacun des chapitres, elles méritent d'être plus longuement discutées ici. Elles concernent principalement les facteurs de prédisposition, la manière dont ils ont été caractérisés et intégrés à l'analyse de susceptibilité et les facteurs de déclenchement qui n'ont pas été abordés dans les précédents chapitres (Figure 5.1).

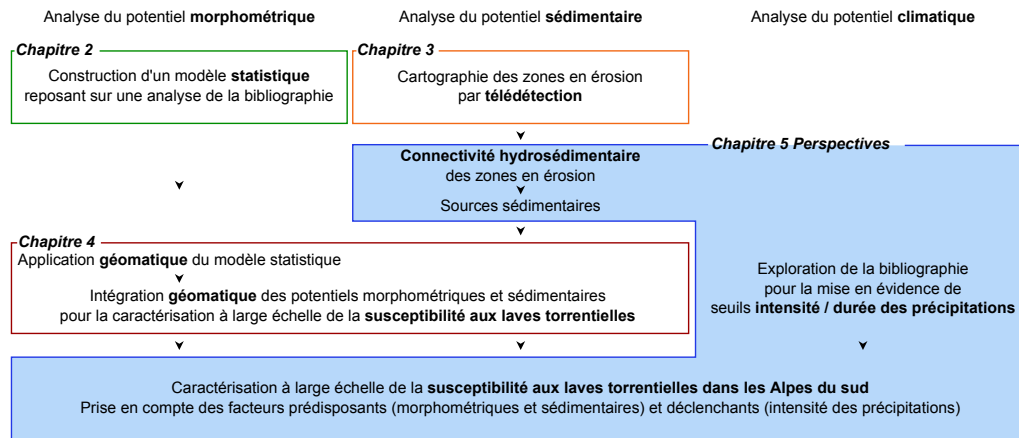


Figure 5.1 – Perspectives et leur insertion dans ce travail de thèse

## 5.1 Prédpositions à la susceptibilité torrentielle

### 5.1.1 Intégration des facteurs de prédisposition

Il est nécessaire de se questionner sur la manière de prendre en compte les critères de prédisposition pour l'analyse de susceptibilité aux laves torrentielles : quelles sont les contributions relatives des différents facteurs de prédisposition ? Dans l'approche développée, la fourniture sédimentaire n'est que secondairement prise en compte pour ajuster qualitativement la susceptibilité au déclenchement et à la propagation de laves torrentielles : les seuils choisis, pour identifier comme contributeurs ou non les bassins versants de rangs inférieurs, sont fondés sur une analyse experte (voir 4.2.3.5). Cela ramène directement à la question de la prise en compte de la variabilité des apports sédimentaires dans la prédisposition aux événements.

A large échelle, il est apparu nécessaire d'utiliser la surface en érosion active comme *proxy* du stock sédimentaire facilement mobilisable par les agents d'érosion pour évaluer la prédisposition des bassins versants au déclenchement de laves torrentielles. Le choix de la surface en érosion comme indicateur est un premier pas. Il serait possible d'envisager des modèles statistiques plus complexes que celui proposé en Chapitre 2 et qui intégreraient aussi bien les caractéristiques morphométriques, que la fourniture sédimentaire (le second critère de prédisposition), à l'image de ce qui a été fait dans la littérature (Guinau *et al.*, 2007 ; Carrara *et al.*, 2008). Cela permettrait une pondération plus objective de ces deux facteurs.

Afin d'améliorer notre approche, il faudrait également revoir, selon la position des différents tronçons dans le réseau hydrographique, le poids de la contribution potentielle à la propagation de laves torrentielles. Cela passe par la prise en compte non pas de leur rang - discutable au vu de la Figure 4.4, puisque deux tronçons de même rang peuvent présenter des tailles de bassin versant variant de un à plusieurs ordres de grandeur - mais de la taille de leur bassin versant. En d'autres termes, l'amélioration envisageable aurait été d'adapter les règles de décision de propagation présentées dans le Tableau 4.3 selon la taille



des bassins versants des tronçons qui confluent afin que la classification de la susceptibilité torrentielle d'un tronçon dépendent du réseau qui se situe en amont, même si le facteur limitant de la propagation est la pente.

La connectivité sédimentaire est un autre facteur, contrôlant les flux sédimentaires entre les sources et les zones plus à l'aval du réseau hydrographique. Elle peut être considérée à différentes échelles, aussi bien à l'interface versants/chenal qu'au sein du réseau hydrographique (longitudinalement). Elle permet d'apprécier l'impact des zones en érosion active sur la recharge en sédiments du réseau hydrographique. La prise en compte de la connectivité hydro-sédimentaire dans l'étude de la susceptibilité aux laves torrentielles semble ainsi indispensable afin d'estimer le potentiel de disponibilité sédimentaire des zones en érosion situées en amont de torrents prédisposés à l'activité de laves torrentielles.

L'intégration d'un paramètre de connectivité permettrait de disposer d'une surface en érosion connectée qui améliorerait significativement la démarche d'évaluation de la susceptibilité aux laves torrentielles, abordée ici en s'appuyant sur la seule surface en érosion pour évaluer les apports sédimentaires.

### 5.1.2 La connectivité hydro-sédimentaire : définition d'un facteur clé pour l'évaluation des apports sédimentaires

Le terme de connectivité a souvent été utilisé en géomorphologie, en hydrologie et en écologie pour désigner le transfert d'énergie et de matière entre deux compartiments paysagers ou à l'intérieur d'un même système, comme un bassin versant (Fryirs *et al.*, 2007). Pourtant, à l'heure actuelle, la communauté scientifique ne s'est pas encore accordée sur une définition commune. Ce terme est employé dans de nombreux cas, tels la connectivité paysagère qui s'applique à l'interface de plusieurs compartiments paysagers, ou les connectivités hydrologiques et sédimentaires dans le cadre de l'étude des flux d'eau et de matériaux (Bracken et Croke, 2007).

L'évaluation du degré de connectivité entre plusieurs compartiments paysagers a fait l'objet d'un grand nombre de publications afin de répondre à des objectifs variés tels l'évaluation écologique (Urban et Keitt, 2001 ; Spens *et al.*, 2007) ou géomorphologique (Burnett et Blaschke, 2003 ; Brierley *et al.*, 2006). En lien avec les bilans sédimentaires établis à large échelle, on recense de nombreux exemples intégrant la connectivité hydrologique pour la caractérisation des flux hydriques et sédimentaires au sein de bassins versants où l'érosion se fait essentiellement par ruissellement. Ces études intègrent des indicateurs topographiques rendant compte de la capacité des sédiments à être transférés vers le réseau hydrographique. Ces indicateurs, le plus utilisé étant *SL* le facteur topographique dépendant de la longueur et de l'inclinaison de la pente (Wischmeier et Smith, 1978), sont facilement extractibles par analyse hydrologique d'un MNT et ont largement été utilisés dans la mise en œuvre de modèles d'érosion empiriques (Wischmeier et Smith, 1978 ; Renard *et al.*, 1991 ; De Jong *et al.*, 1999 ; Krasa *et al.*, 2010), distribués et semi-physiques (Morgan *et al.*, 1984), et à base physique (Kirkby, 1978 ; Jetten *et al.*, 2003). Ces différentes



études se focalisent sur le ruissellement dans des milieux dominés par l'agriculture, contexte bien différent de celui des Alpes du Sud. Cependant, elles confirment bien l'importance de l'intégration de la connectivité hydrologique pour évaluer la capacité de transport des fines.

L'étude de la connectivité hydrologique est également indispensable pour l'évaluation des flux sédimentaires grossiers transportés par les cours d'eau, et donc pour la caractérisation de la connectivité sédimentaire. Les travaux de Fryirs et Brierley (2000), d'Harvey (2001, 2002) et d'Hooke (2003) sont pionniers dans ce domaine. Ils proposent des modèles conceptuels et des méthodologies pour traiter de la connectivité sédimentaire au sein de systèmes fluviaux (*landscape linkages, coupling mechanisms*). D'autres exemples plus récents sont proposés dans la littérature (Fryirs *et al.*, 2007; Schwab *et al.*, 2009). Jain et Tandon (2010) proposent un cadre conceptuel pour la classification des degrés de connectivité, en lien avec le transport sédimentaire et la connectivité physique entre compartiments. Reid *et al.* (2007) proposent, quant à eux, d'évaluer les apports sédimentaires grossiers et de mesurer l'amélioration de leur modèle après l'intégration de la connectivité hydrologique (SHALSTAB couplé à TOPMODEL).

Ces différents travaux nous montrent que le degré de connectivité hydro-sédimentaire est contrôlé par la topographie, l'intensité et la durée des précipitations, la couverture neigeuse, la présence de glissements de terrain le long des lits des torrents, et l'occupation du sol sur les versants et dans la plaine alluviale (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2009) et donc l'importance et la nature de la couverture végétale (Sandercock et Hooke, 2011). D'après Theler *et al.* (2010), la connectivité définit un système dans lequel les particules grossières se déplacent facilement et fréquemment dans le système et peuvent être transportées par des événements de crues de récurrence plutôt faible.

Les travaux méthodologiques conduits en géomatique pour caractériser la connectivité sédimentaire se concentrent principalement sur l'extraction d'indices morphométriques. Heckmann et Schwanghart (2013) présentent par exemple un protocole où chaque processus est associé à des degrés de connectivité variés et est identifié sur la base d'un seuil de pente pour le déclenchement des chutes de blocs et d'un modèle statistique pour les laves torrentielles et le charriage. L'indicateur FlowLength (qui permet de mesurer la connectivité des eaux de ruissellement des zones sources) montre une très bonne corrélation avec des mesures locales de ruissellement (en mm) et de production sédimentaire (en kg.ha<sup>-1</sup>) sur les versants (Mayor *et al.*, 2008). Borselli *et al.* (2008) et Cavalli *et al.* (2013) proposent aussi de définir des indices de connectivité des flux de sédiments et d'eau, basés sur des informations paysagères et sur une évaluation de terrain, prenant tous deux en compte l'occupation des sols, la topographie et l'intensité des événements. Miller *et al.* (2012) et Miller *et al.* (2013) exploitent quant à eux des variables morphométriques mesurées sur le terrain pour définir des zones où il existe un processus dominant, puis les caractérisent d'un point de vue morphologique et topographique, en lien avec le degré de connectivité de ces zones (chenalisation ou non / permanente ou non). L'aire de contribution (CAI, Contribution Area Index) développée dans Dalla Fontana et Marchi (1998) et Dalla Fontana et Marchi (2003) qui combine la surface drainée et la pente locale est aussi utilisée pour

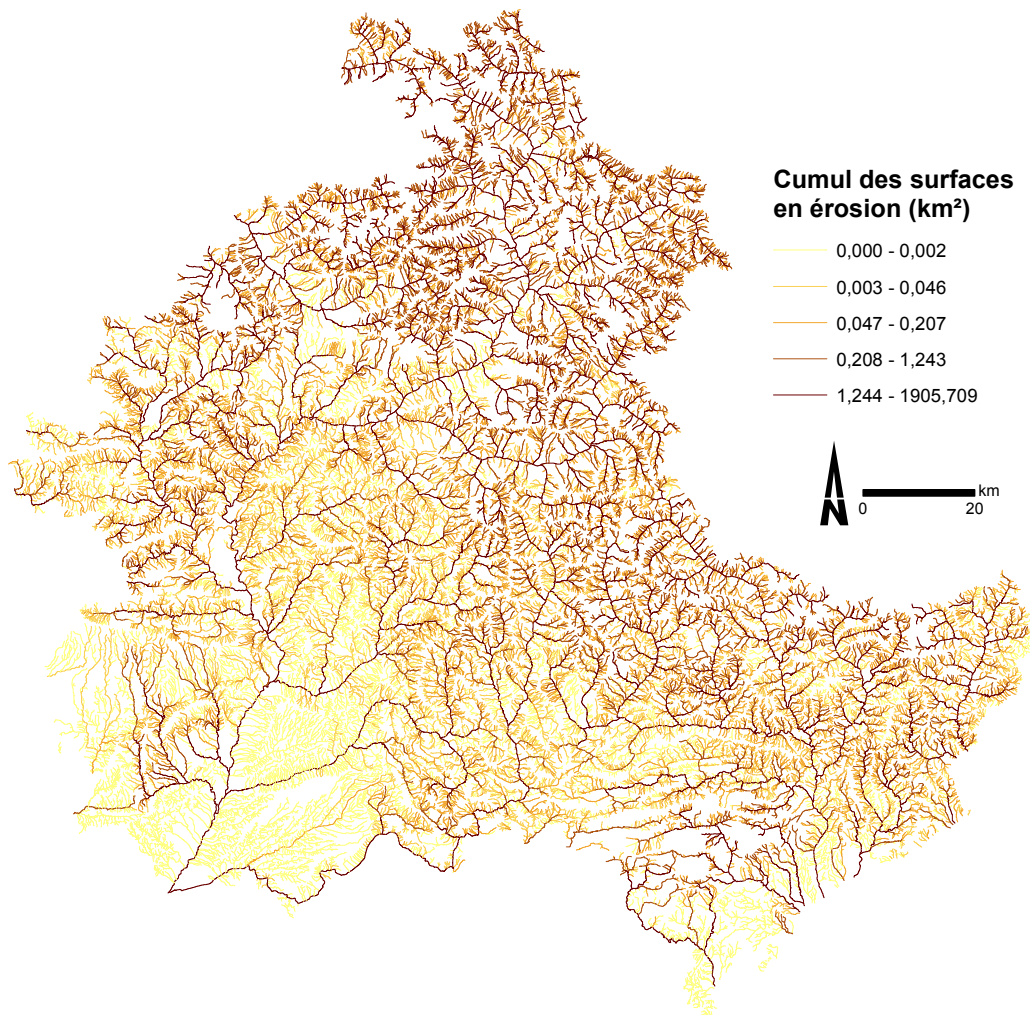
l'identification des têtes de bassin. Cet indicateur a également été repris dans Marchi et Dalla Fontana (2005) afin de classer les sources sédimentaires en fonction de leur activité et de leur capacité de transport. Une approche similaire a été adoptée dans Daya Sagar *et al.* (2003), Orlandini *et al.* (2011) et Vigiak *et al.* (2012). Les indicateurs morphométriques caractérisant la connectivité hydro-sédimentaire semblent ainsi faire l'objet de toutes les attentions à l'heure actuelle dans les travaux scientifiques.

### 5.1.3 Contribution sédimentaire, connectivité et susceptibilité à la production de laves torrentielles : premiers éléments exploratoires

#### 5.1.3.1 Contexte exploratoire

L'étude bibliographique des différents *proxies* de l'apport solide fait état de relations entre les caractéristiques géomorphométriques d'un tronçon, principalement sa largeur de bande active et la taille de son bassin versant (Schumm, 1979 ; Piégay et Schumm, 2005 ; Piégay *et al.*, 2009 ; Alber, 2012 ; Belletti, 2012). L'hypothèse que nous testons dans le contexte torrentiel est la suivante : la largeur d'un lit fluvial est corrélée à la surface en érosion contenue dans son bassin versant et à la surface en érosion connectée. Si tel est le cas, cela permettrait de valider indirectement que ces paramètres (surface en érosion, surface en érosion connectée) sont de bons indicateurs des apports solides. Ainsi, cela permettrait de mettre en évidence le rôle du facteur de connectivité pour l'évaluation des transferts sédimentaires.

Pour tester ces hypothèses, un jeu de tronçons (dont la taille de bassin versant est inférieure à 40 km<sup>2</sup>) a été constitué de manière aléatoire et stratifiée par les indices de Melton et de pente. Quatre classes ont été définies par les valeurs des quantiles 0.25, 0.5 et 0.75 pour chacun des indicateurs. Des tronçons ont été sélectionnés aléatoirement dans chacune des 16 classes formées par la combinaison des classes des deux indicateurs, proportionnellement au nombre de tronçons dans ces 16 classes, pour constituer un jeu de 837 tronçons dont la largeur de la bande active a été mesurée sur les orthophotographies, en cinq points, puis moyennée. Cette largeur est en fait la partie visible de la bande active, puisqu'elle peut être cachée par la canopée sur l'orthophotographie. De plus, une incertitude demeure quant aux contraintes géologiques locales pouvant exister et biaisant les largeurs mesurées. Nous considérerons que dans cette phase exploratoire, ce jeu de données non filtré nous permet malgré tout de tester la capacité des indicateurs à représenter les apports solides. Pour chacun des tronçons, les surfaces en érosion ont été additionnées à travers le réseau, et vers l'aval (Figure 5.2).



Sources : BD TOPO®, © IGN Paris

Figure 5.2 – Cumul des surfaces en érosion en km<sup>2</sup>

Pour ce jeu de petits bassins versants torrentiels, on retrouve une relation entre les largeurs des bandes actives et les tailles de bassin versant (Figure 5.3), à l'image de celles que l'on observe pour les secteurs en tresses des Alpes françaises, présentées dans Belletti (2012) et Notebaert et Piégay (2013). La relation montre une pente relativement plus faible (pente autour de 0,45 sur les secteurs en tresses uniquement) ; les petits bassins versants de moins de 1 km<sup>2</sup> semblent également montrer des largeurs de bandes actives plus variables.

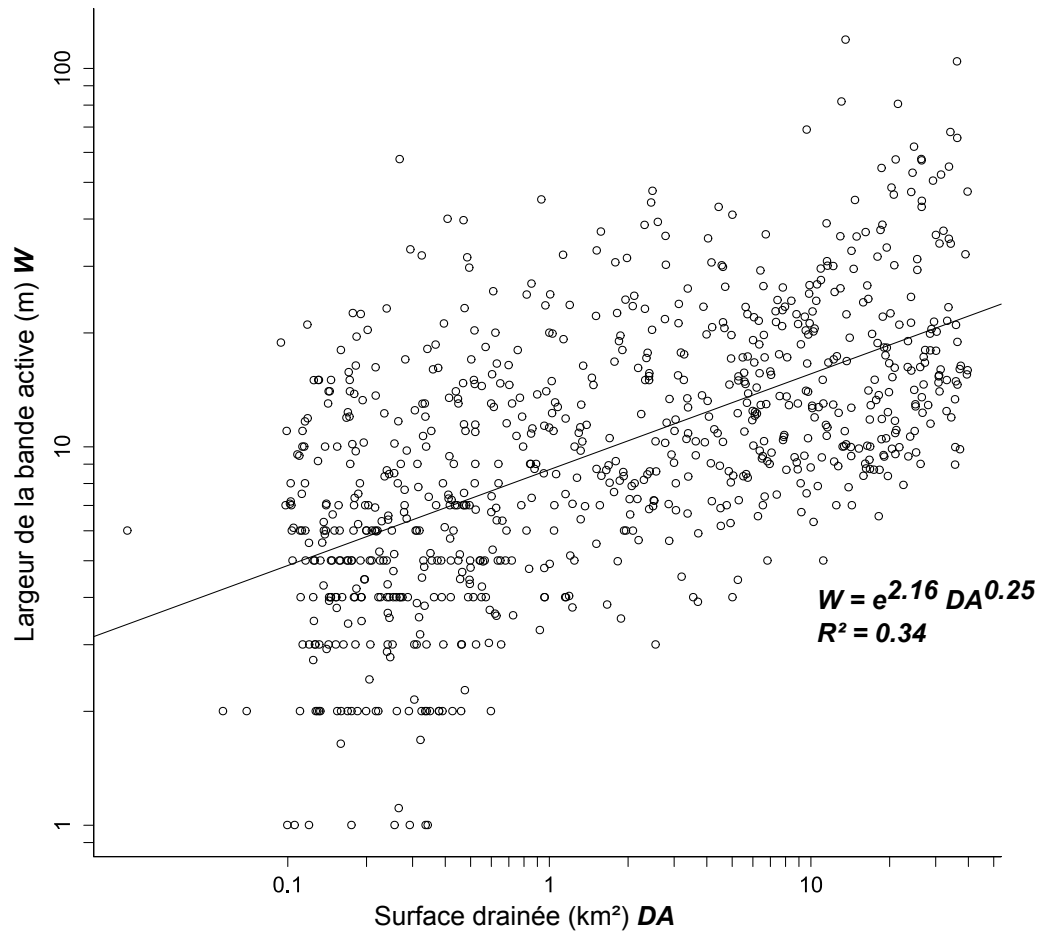
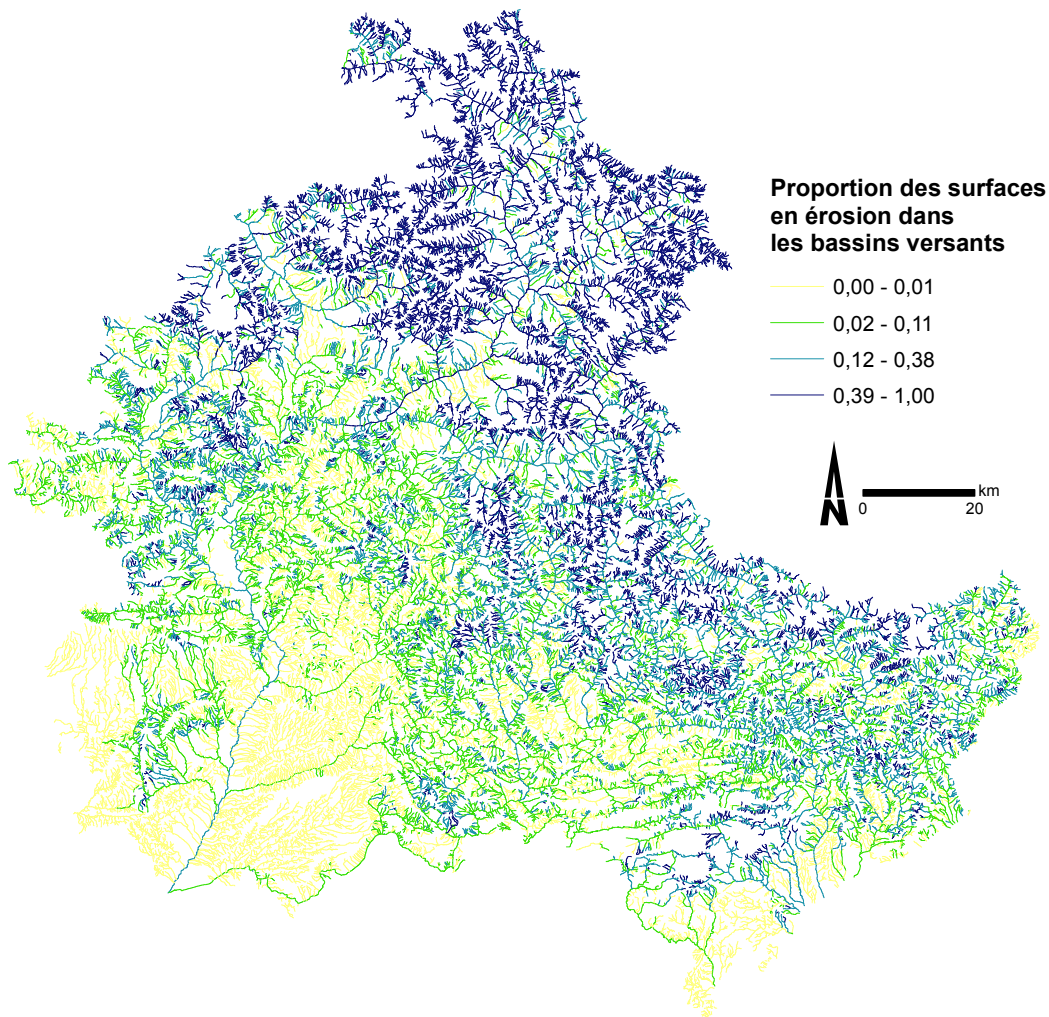


Figure 5.3 – Relation entre la largeur de bande active et la surface de bassin versant pour des bassins torrentiels des Alpes du Sud (mesures sur orthophotos)

Cette figure montre qu'il existe une corrélation entre la largeur de bande active et la taille de bassin versant, qui s'exprime de manière un peu moins forte qu'à plus large échelle (Belletti, 2012). Afin de s'affranchir de l'effet de taille du bassin versant, la largeur de bande active est normalisée (adimensionnalisée) par la valeur de la largeur projetée sur l'ajustement selon une loi puissance (entre largeur et taille de bassin) présentée sur la Figure 5.3.

A l'échelle régionale des Alpes du Sud, la surface en érosion est également fortement corrélée à la largeur de la bande active et à la taille de bassin versant. Afin d'éliminer la corrélation entre la surface en érosion et la surface drainée, la proportion d'érosion dans le bassin versant (Figure 5.4) est utilisée pour explorer les relations statistiques qu'il existe avec la largeur normalisée de la bande active (Figure 5.5).



Sources : BD TOPO®, © IGN Paris

Figure 5.4 – Proportion des surfaces en érosion dans les bassins versants

La pente de la section aval des tronçons observés (indicateur morphométrique de l'activité torrentielle) a été représentée avec des cercles proportionnels. Aucune différence n'est observée dans la distribution au-dessus et au-dessous de la droite  $y = 1$  (ajustement parfait de la largeur observée et de la largeur normalisée). Le facteur de pente des tronçons semble croître avec la proportion d'érosion dans le bassin versant. Dans une moindre mesure, les pentes montrent des valeurs plus faibles pour une largeur normalisée de 1. Il semble donc que les bassins versants susceptibles de présenter une activité de laves torrentielles (montrant les pentes les plus fortes) montrent des proportions d'érosion plus importantes et sont plus éloignés de la valeur de largeur normalisée. Ils témoignent pour la plupart de largeurs plus élevées que la largeur prédite avec le modèle régional, ce qui confirme l'importance de la contribution sédimentaire des bassins versants à laves torrentielles.

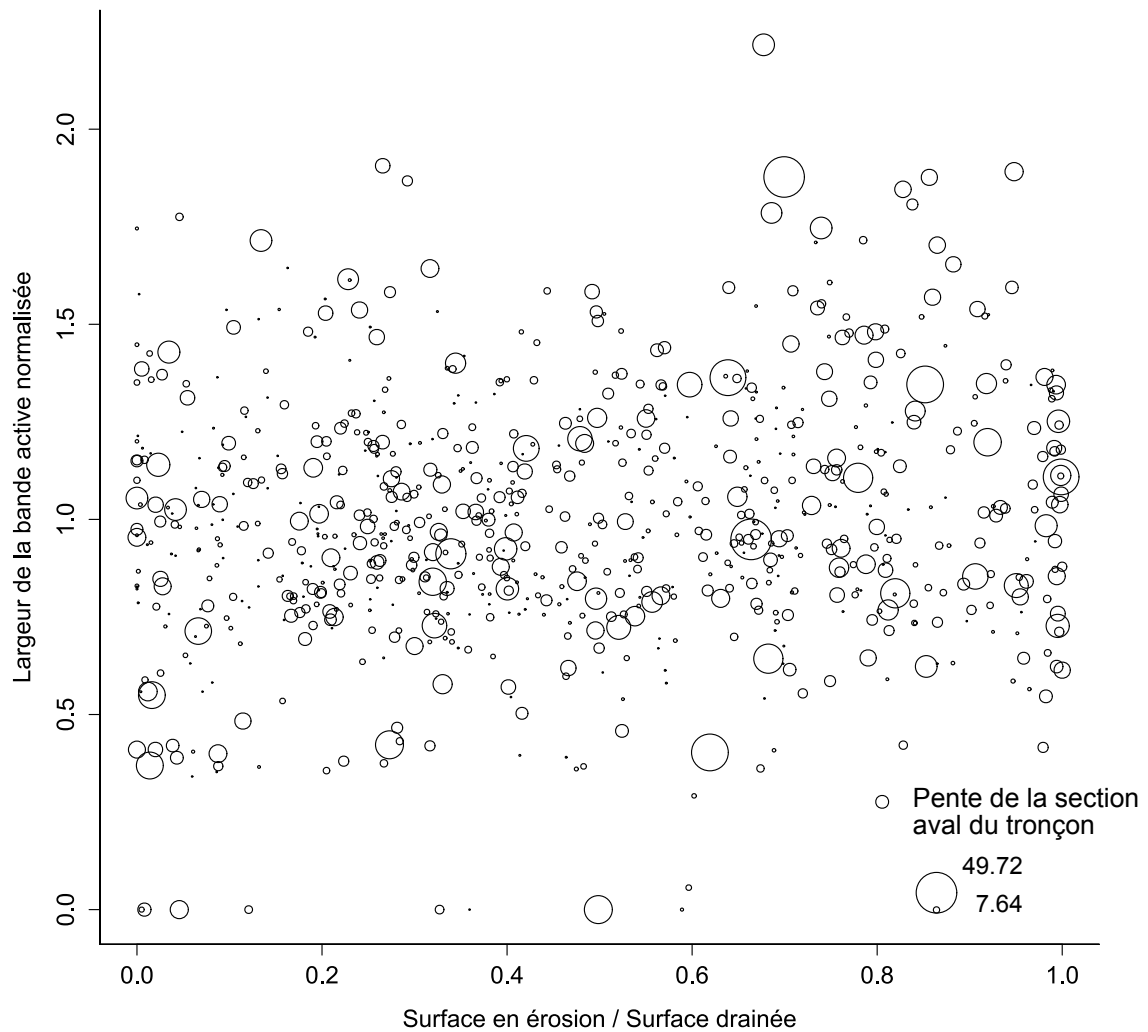


Figure 5.5 – Relation entre la largeur normalisée de bande active et la proportion de surfaces en érosion par bassin versant ; les cercles proportionnels représentent la pente de la section aval des tronçons, en degrés

Cette première analyse montre que la surface en érosion ne peut être utilisée seule comme *proxy* de l'activité d'érosion sur les versants et qu'à cette échelle régionale d'autres facteurs contrôlent la dynamique sédimentaire. L'intensité de l'érosion sur les versants dépend notamment de la nature lithologique (ou plutôt de leur érosivité), de la pente et de l'intensité des précipitations. L'importance des transferts sédimentaires entre les versants et les chenaux dépend aussi de la connectivité hydro-sédimentaire. Ces différents facteurs pourraient expliquer la variabilité de la distribution des largeurs de bandes actives. Cependant, certains de ces contrôles ne peuvent pas être pris en compte ici par manque de données à cette échelle. L'intensité de l'érosion sur les surfaces que nous avons identifiées ne pourrait être évaluée qu'à partir de l'érosivité des sols, le degré de fracturation, la pente des surfaces en érosion et l'intensité des précipitations. Si les premiers indicateurs sont intrinsèques à la nature et au degré d'usure des matériaux et

sont difficilement évaluables à cette échelle, l'amélioration constante de la résolution des MNT (notamment le développement de bases de données Lidar régionalisées) permettra de caractériser la morphométrie de ces zones en érosion afin de prédire leur activité. D'autre part, l'alimentation de la plateforme RHYTMME par des données de précipitations permettra aussi, après superposition, de détecter les secteurs les plus dynamiques.

A ce stade, le seul facteur qu'il nous est possible d'explorer est la connectivité qui joue un rôle majeur sur les transferts sédimentaires. L'échelle et la source des données étant très différentes de celles de Borselli *et al.* (2008), Cavalli *et al.* (2013) ou Marchi et Dalla Fontana (2005), une démarche exploratoire a été développée dans le but de mettre en évidence l'importance du facteur de connectivité dans le contrôle des apports sédimentaires aux chenaux, en utilisant une résolution de MNT grossière (25 m). L'hypothèse testée est qu'il existe un lien encore plus fort entre la largeur de la bande active et la surface érodée connectée si tant est que l'on appréhende la bonne échelle de connexion.

Dans les tests effectués, les surfaces en érosion connectées sont calculées à partir de différents indicateurs morphométriques (chaque indicateur morphométrique est produit à différents niveaux scalaires) calculés en amont. Ces indicateurs sont calculés à partir de l'analyse d'un voisinage de pixel (Figure 4.24a) d'après les équations décrites dans Wilson et Gallant (2000) et Wood (1996). Les différents indicateurs morphométriques testés sont présentés dans le Tableau 5.1).

Tableau 5.1 – Indices morphométriques testés pour évaluer la connectivité hydro-sédimentaire

Indice	Description	Références
Convergence index	Basé sur l'orientation elle-même définie comme la direction de la pente et correspond pour les pixels d'un noyau à l'angle entre cette orientation et la direction du centre du noyau. Les valeurs positives, négatives et nulles représentent respectivement les surfaces divergentes, convergentes et non courbées	Thommeret <i>et al.</i> (2010)
Terrain Surface Convexity	Pourcentage de pixels convexes amont calculé dans un voisinage. Les valeurs élevées correspondent aux plaines, aux terrasses alluviales et aux cônes de déjections	Iwahashi et Pike (2007)
Topographic Position Index (TPI)	Différence entre l'altitude du pixel et l'altitude moyenne des pixels avoisinant, permettant de classer les paysages en unités morphologiques	Wilson et Gallant (2000)
Relative Slope Position Cross-Sectional curvature	Position du pixel sur la pente Courbure tangentielle mesurée à l'intersection des plans définis par la normale à la surface et par une tangente à la perpendiculaire à la direction de la pente maximale	Böhner <i>et al.</i> (2006) Wood (1996)
Maximum curvature	Courbure maximale mesurée dans n'importe quelle direction	Wood (1996)
Minimum curvature	Courbure mesurée dans la direction perpendiculaire à la direction de courbure maximale	Wood (1996)

Les valeurs de surface connectées en érosion pour les bassins versants de rangs inférieurs (appelés rangs 1) sont ensuite sommées de l'amont vers l'aval. La cartographie des zones en érosion n'ayant été vérifiée que pour ces rangs 1, seule la contribution sédimentaire de ces rangs est prise en compte dans le calcul et l'on admettra que la contribution sédimentaire

des versants situés dans les bassins versants locaux des rangs supérieurs est négligeable. La démarche géomatique d'extraction des indicateurs est présentée dans la Figure 5.6. Les indicateurs de connectivité ont été testés à plusieurs échelles, en faisant varier la taille du voisinage et la distance de calcul autour du pixel d'intérêt. Différentes combinaisons ont été testées mais le détail ne sera pas présenté ici.

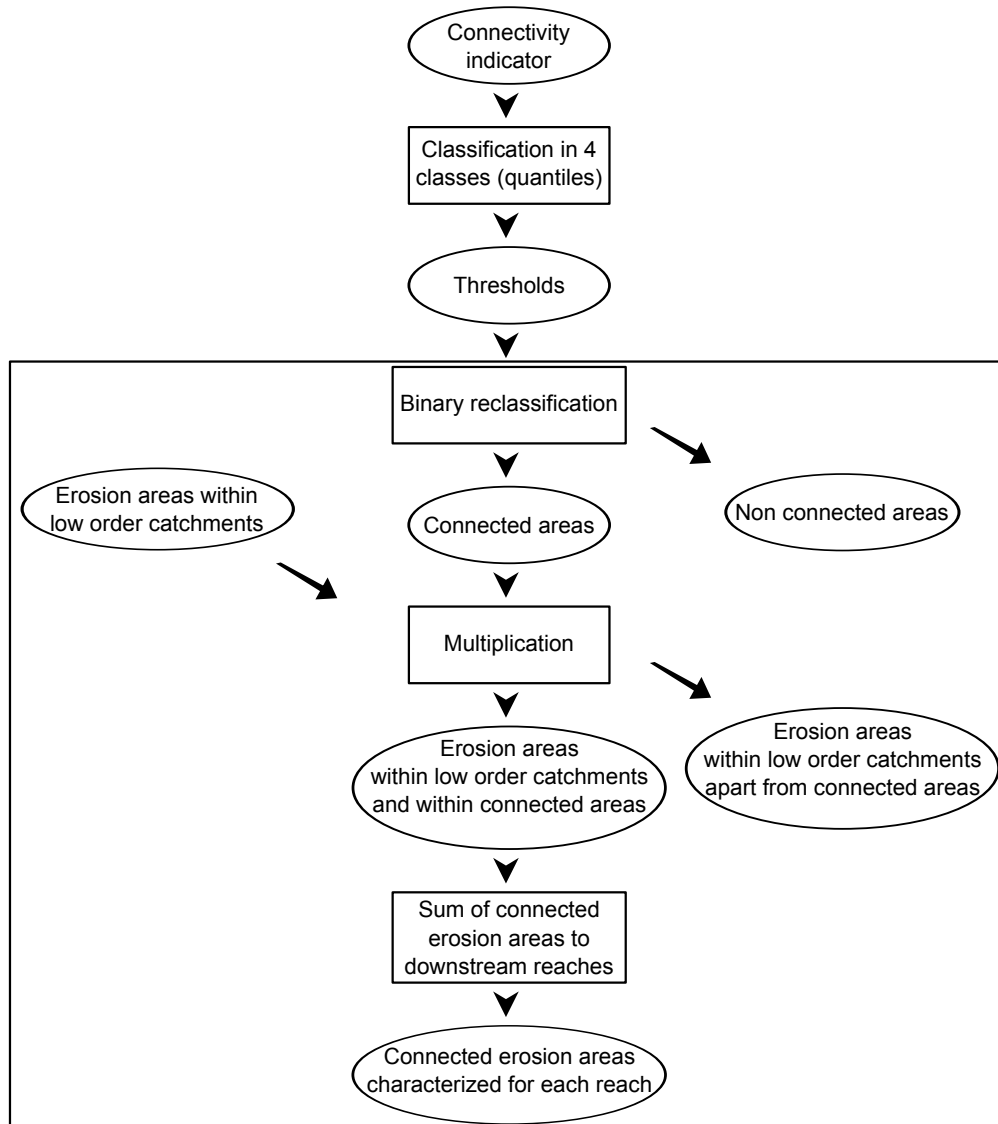


Figure 5.6 – Méthodologie géomatique d'extraction des indicateurs topographiques utilisés pour la caractérisation de la connectivité sédimentaire

L'approche se veut donc multi-échelles puisque la superposition des indicateurs de connectivité avec les sources sédimentaires affecte l'ensemble du réseau : aussi bien la proportion de surfaces en érosion connectées que leur somme qui en découle vers l'aval. L'influence de la connectivité hydro-sédimentaire sur la relation entre la surface en érosion connectée et la largeur de bande active a été mesurée par le biais des coefficients de détermination pour chaque relation avec un indicateur de connectivité, et un niveau scalaire d'application de cet indicateur (Figure 5.6). Les différents seuils testés pour la



sectorisation des zones connectées correspondent pour chaque indicateur aux valeurs de quantile lorsque chaque indicateur est discrétisé en quatre classes. Sur la Figure 5.7, les numéros 1, 2 et 3 correspondent à trois définitions de zones connectées, entre les valeurs minimales de l'indicateur de connectivité et les seuils suivants :

1. Le quantile 0,25
2. Le quantile 0,5
3. Le quantile 0,75

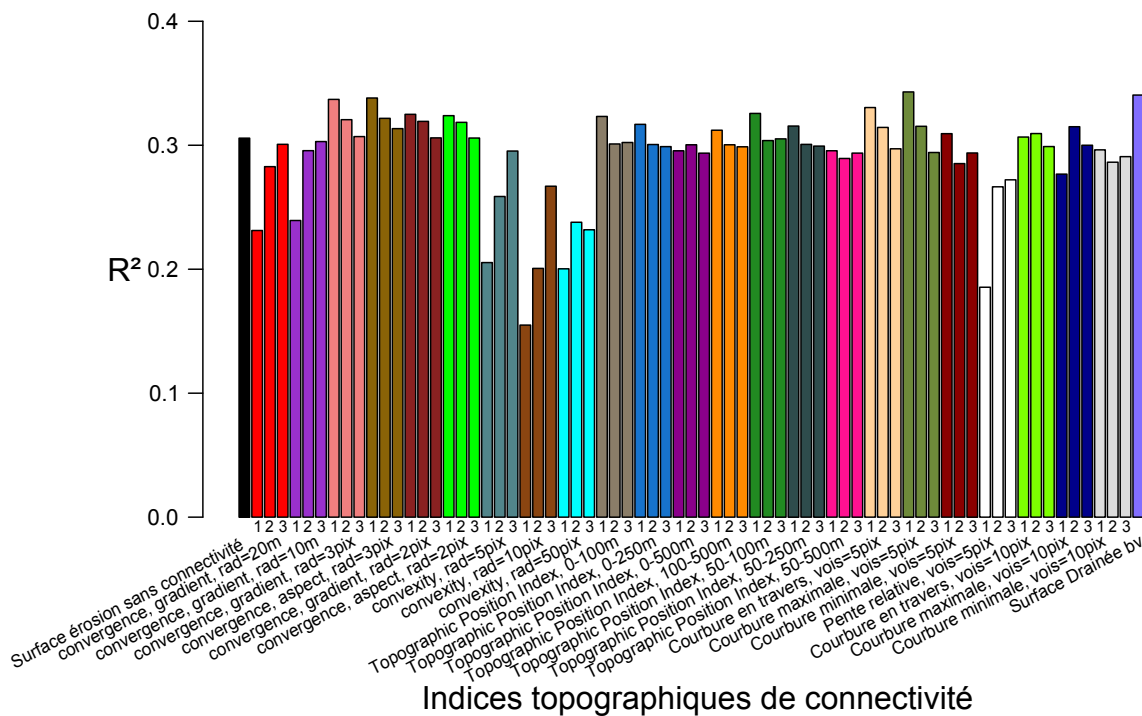


Figure 5.7 – Coefficients de détermination des relations entre la surface en érosion connectée (plusieurs indicateurs et niveaux scalaires) et la largeur des bandes actives, pour des bassins torrentiels des Alpes du Sud

Bien que ces tests soient préliminaires, on peut déjà mettre en évidence quelques pistes pour des travaux futurs.

### 5.1.3.2 Premiers résultats et recommandations

A l'échelle régionale, quel que soit l'indicateur topographique de connectivité considéré, celui-ci montre toujours un coefficient de détermination plus faible que la taille de bassin versant. Le niveau scalaire (le voisinage de calcul) choisi semble légèrement influencer les coefficients de détermination : en fait, plus le voisinage de calcul est grand plus les valeurs des indices sont lissées et plus les zones connectées commencent plus bas dans le bassin versant, c'est-à-dire en contrebas des lignes de crête et montrent des formes plus arrondies. L'indice de convexité, l'indice Topographic Position Index ou encore la courbure maximale montrent qu'en prenant une valeur de voisinage plus grande, les coefficients

de détermination sont plus faibles. Les seuils de chaque indice (en fonction des valeurs de quantiles) choisis pour restreindre l'étendue des zones connectées impactent de deux manières les coefficients de détermination des relations avec la largeur des bandes actives : excepté pour l'indice de convergence, la pente relative et l'indice de convexité, plus le seuil est élevé, moins l'indice de connectivité est pertinent, et ce quel que soit le niveau scalaire choisi. La tendance inverse, observée pour les autres indices, est une augmentation du coefficient de détermination avec la valeur seuil.

Ce cadre d'analyse, intégrant des hypothèses sur la contribution sédimentaire des bassins locaux, démontre que la largeur de la bande active ne peut pas être prédite uniquement à partir de la surface en érosion connectée. Le jeu de tronçons utilisé devrait être filtré afin de ne pas intégrer des tronçons pouvant être contraints latéralement. Une analyse conduite par unité homogène en termes de sensibilité à l'érosion permettrait d'intégrer la variabilité des largeurs de bandes actives.

Tous ces résultats montrent qu'il est nécessaire de poursuivre l'identification d'indicateurs simples rendant compte d'apports sédimentaires. La surface érodée seule n'est pas suffisante car elle ne rend pas compte de manière univoque de la sensibilité à l'érosion et de sa capacité à alimenter les chenaux aval. En zone de haute montagne particulièrement, les conditions topographiques et la présence de gorges rendent la prédictibilité des largeurs « libres » c'est-à-dire qui sont susceptibles de s'ajuster aux conditions de transport très difficiles.

## 5.2 Influence des facteurs climatiques sur le déclenchement des laves torrentielles

Les laves torrentielles sont déclenchées par des pluies de forte intensité se produisant le plus souvent au printemps et en été et quelquefois par la fonte des neiges. Dans les Alpes du Sud, leur occurrence est fortement corrélée au nombre de jours de gel ou au nombre de jours présentant des précipitations supérieures à 20 - 30 mm (Jomelli *et al.*, 2004, 2007). A une échelle régionale, la prédiction de l'occurrence de laves torrentielles et donc la caractérisation de l'aléa est problématique car la variabilité des facteurs de déclenchement est importante.

Une des pistes que nous avons envisagée au cours de ce travail était de caractériser les seuils d'intensité et la durée des précipitations déclenchant les laves torrentielles à l'image de ce qui avait été réalisé en Chapitre 2 par le biais d'analyses statistiques. L'intérêt de ces seuils aurait été de pouvoir, sous réserve d'avoir à disposition des données météorologiques en temps réel, mettre en évidence les secteurs susceptibles de réagir lors d'événements dépassant les conditions requises pour le déclenchement de laves torrentielles. Afin d'acquérir ces données en temps réel, le projet Rhythme a permis le déploiement de radar de nouvelle génération (à bande X, plus compacts et moins coûteux) afin de compléter la couverture en zone de montagne et de permettre aux acteurs locaux d'anticiper les événements dangereux

et d'améliorer la gestion des risques montagnards.

La base de données produite pendant le stage de Manon Bajard (2011) synthétise les données d'intensité / durée des précipitations associées à des événements intenses (dont la nature a également été recensée) principalement d'après la base de données de Guzzetti *et al.* (2008) ainsi que d'après 34 articles parus entre 1980 et 2011, certains ayant eux-mêmes été repris dans Guzzetti *et al.* (ibid.). La redondance des informations a été évitée le plus possible, même s'il peut subsister quelques doublons. Ce rapport recense également toutes les lois statistiques présentes dans ces articles sous la forme :

$$I = aD^{-b} \quad (5.1)$$

Où  $I$  est l'intensité en millimètres par heure et  $D$  la durée en heures. Cette base de données nécessiterait un tri préalable afin de comprendre par quel moyen les données de précipitations ont été obtenues (*monitoring* / observation) puis recensées dans la littérature. Il serait également souhaitable d'évaluer la précision de ces données en fonction par exemple de la position des pluviomètres par rapport à la localisation des événements dans le bassin versant. Enfin, la fiabilité des valeurs serait d'autant plus importante si la nature des valeurs mesurées était toujours connue (moyenne, maximum). Néanmoins, dans un premier temps, l'ensemble des données est utilisé pour observer la variabilité du couple intensité et durée des précipitations.

La Figure 5.8 représente la distribution des valeurs  $I / D$  pour tous les événements, quelle que soit la région étudiée ou le processus.

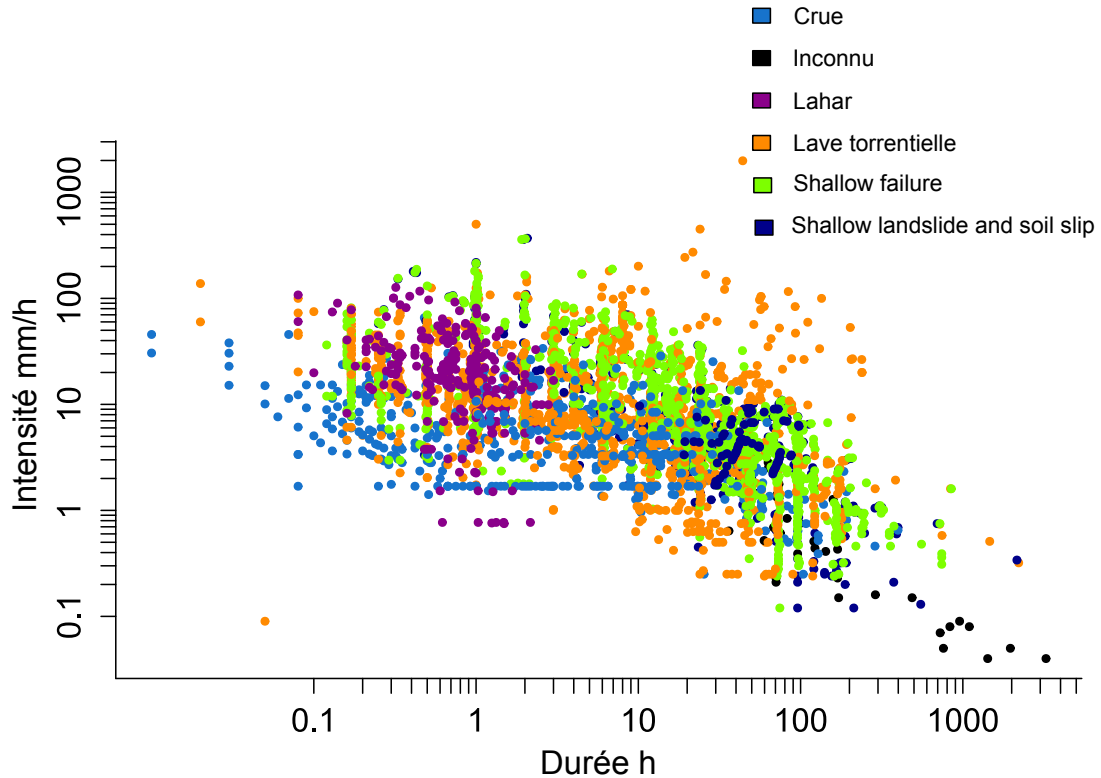


Figure 5.8 – Distribution de toutes les valeurs  $I / D$  pour les événements recensés dans la bibliographie étudiée, quelle que soient leur nature et la région étudiée

Pour les valeurs de durée les plus faibles, les crues présentent des valeurs d'intensité plus faibles également par rapport aux laves. La discrimination des processus de crue et de lave torrentielle semble plus aisée en deçà d'une heure. Au-delà, les valeurs des couples intensité / durée sont confondues quels que soient les processus et s'étendent sur plusieurs ordres de grandeur. Cette Figure 5.8 fait la démonstration de la forte variabilité des durées et intensités des événements quel que soit le processus en jeu.

La question dans les Alpes du Sud est de savoir s'il est possible de définir des seuils régionaux de déclenchement afin de prédire l'occurrence future d'événements pour des bassins qui ne soient pas instrumentés. Avant tout, afin de limiter le bruit lié à la grande variabilité des processus de ce jeu de quelques 3600 points, nous avons limité aux crues et laves torrentielles les observations tracées sur la Figure 5.9 (environ 1900 points).

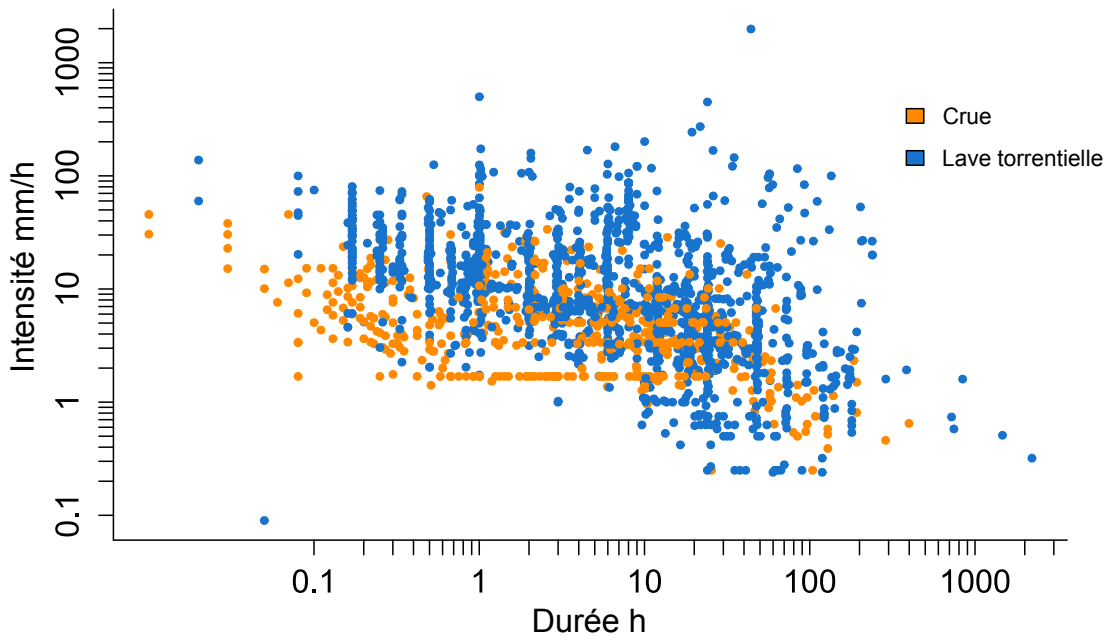


Figure 5.9 – Distribution des valeurs  $I / D$  pour les événements de crues et de laves torrentielles recensés dans la bibliographie, quelle que soit la région étudiée

Sur la Figure 5.9, il est possible de définir une droite minimale représentant le seuil de déclenchement des laves torrentielles. Les nuages de points représentant les crues et les laves se superposent partiellement, démontrant que l'intégration des précipitations n'est pas une condition exclusive pour la prédiction de l'occurrence de laves torrentielles. L'intégration des facteurs de prédisposition (fourniture sédimentaire, morphométrie, conditions antécédentes) est donc indispensable afin de prédire l'occurrence de laves torrentielles, et de discriminer les laves torrentielles des processus fluviaux.

La définition d'un seuil minimal de déclenchement d'une lave torrentielle pose question : un seuil local, fondé sur l'observation de laves au sein d'un même torrent sera très différent d'un seuil défini à une échelle plus régionale, car les contextes morpho-structural, lithologique et climatique locaux sont relativement homogènes. Une perspective de travail serait l'identification, dans un premier temps, à partir des différentes lois proposées dans la littérature, de seuils minimaux qui soient adaptés au contexte des Alpes du Sud. Cela doit être exploité en veillant à ne pas définir de seuils trop bas, comme le sont souvent les seuils globaux ; ce qui peut entraîner un certain nombre de fausses alertes de déclenchement de laves torrentielles.

Si l'on superpose les lois définies dans la littérature, au nuage de points des crues et des laves torrentielles (Figure 5.10), on s'aperçoit que certaines n'ont pas été définies pour l'ensemble des gammes de durées. On note également que la plupart des lois définies à l'échelle locale ne sont pas pertinentes à l'échelle globale.

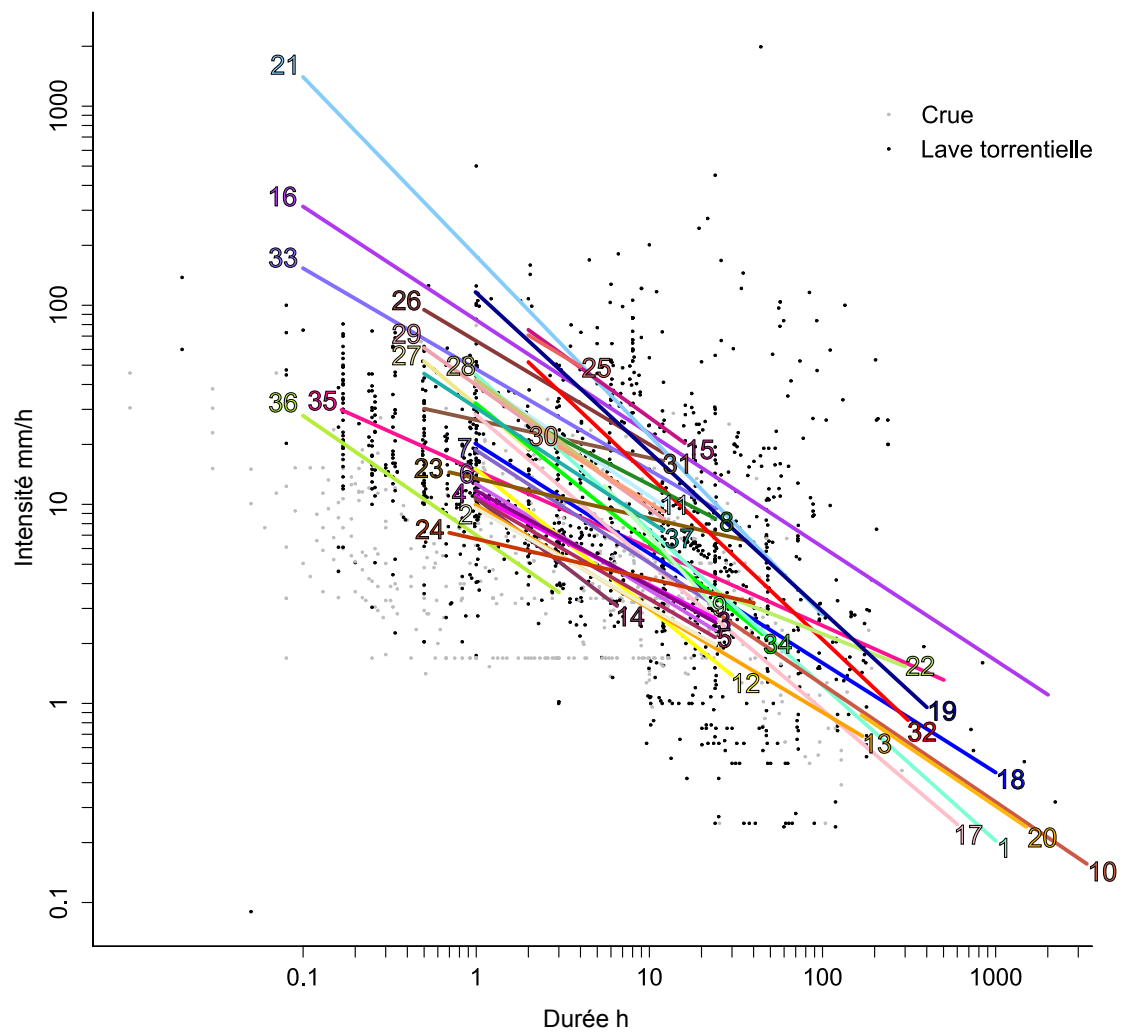


Figure 5.10 – Distribution des valeurs  $I / D$  pour les événements de crues et de laves torrentielles superposées aux lois de déclenchement recensées dans la littérature

Les lois recensées présentées sur la Figure 5.10 sont listées dans le Tableau 5.2.

Tableau 5.2 – Lois intensité / durée référencées à partir de l'étude bibliographique. Les échelles sont classées L : Locale, R : Régionale et G : Globale

Loi	Référence	Echelle	Equation	Localisation
1	Barbero <i>et al.</i> (2004)	L	$I = 44.67 * D^{-0.78}$	Piedmont, NW Italy
2	Bolley et Oliaro (1999)a	L	$I = 9.52 * D^{-0.49}$	Rho Basin, Susa Valley, Piedmont, NW Italy
3	Bolley et Oliaro (1999)b	L	$I = 11.69 * D^{-0.48}$	Rho Basin, Susa Valley, Piedmont, NW Italy
4	Bolley et Oliaro (1999)c	L	$I = 11.00 * D^{-0.45}$	Perilleux Basin, Piedmont, NW Italy
5	Bolley et Oliaro (1999)d	L	$I = 10.67 * D^{-0.50}$	Perilleux Basin, Piedmont, NW Italy
6	Bolley et Oliaro (1999)e	L	$I = 12.65 * D^{-0.53}$	Champeyron Basin, Piedmont, NW Italy
7	Bolley et Oliaro (1999)f	L	$I = 18.68 * D^{-0.56}$	Champeyron Basin, Piedmont, NW Italy
8	Cannon et Ellen (1985)a	L	$I = 6.90 + 38 * D^{-1.00}$	San Francisco Bay Region, California
9	Cannon et Ellen (1985)b	L	$I = 2.50 + 300 * D^{-2.00}$	San Francisco Bay Region, California
10	Floris et Veneri (2004)	L	$I = 18.83 * D^{-0.59}$	Valzangona, N Apennines, Italy
11	Jibson (1989)e	L	$I = 41.83 * D^{-0.58}$	Hong Kong
12	Marchi <i>et al.</i> (2002)	L	$I = 15.00 * D^{-0.70}$	Moscardo Torrent, NE Italy
13	Montgomery <i>et al.</i> (2000)	L	$I = 9.90 * D^{-0.52}$	Mettman Ridge, Oregon
14	Wieczorek (1987)	L	$I = 1.70 + 9 * D^{-1.00}$	Central Santa Cruz Mountains, California
15	Wieczorek <i>et al.</i> (2000)	L	$I = 116.48 * D^{-0.63}$	Blue Ridge, Madison County, Virginia
16	Zêzere <i>et al.</i> (2005)	L	$I = 84.30 * D^{-0.57}$	N of Lisbon, Portugal
17	Calcaterra <i>et al.</i> (2000)	R	$I = 28.10 * D^{-0.74}$	Campania, S Italy
18	Ceriani <i>et al.</i> (1992)	R	$I = 20.10 * D^{-0.55}$	Lombardy, N Italy
19	Chen <i>et al.</i> (2005)	R	$I = 115.47 * D^{-0.80}$	Taiwan
20	Corominas <i>et al.</i> (2005)	R	$I = 17.96 * D^{-0.59}$	Pyrenees, Spain
21	Guadagno (1991)	R	$I = 176.40 * D^{-0.90}$	Peri Vesuvian area, Campania Region, S Italy
22	Hong <i>et al.</i> (2005)	R	$I = 1.35 + 55 * D^{-1.00}$	Shikoku Island, Japan
23	Jan et Chen (2005)a	R	$I = 13.50 * D^{-0.20}$	Central Taiwan
24	Jan et Chen (2005)b	R	$I = 6.70 * D^{-0.20}$	Central Taiwan
25	Jibson (1989)a	R	$I = 92.06 - 10.68 * D^{1.00}$	Indonesia
26	Jibson (1989)b	R	$I = 66.18 * D^{-0.52}$	Puerto Rico
27	Jibson (1989)c	R	$I = 63.38 - 22.19 * D^{1.00}$	Brazil
28	Jibson (1989)d	R	$I = 49.11 - 6.81 * D^{1.00}$	China
29	Jibson (1989)f	R	$I = 39.71 * D^{-0.62}$	Japan
30	Jibson (1989)g	R	$I = 35.23 * D^{-0.54}$	California
31	Jibson (1989)h	R	$I = 26.51 * D^{-0.19}$	California
32	Larsen et Simon (1993)	R	$I = 91.46 * D^{-0.82}$	Puerto Rico
33	Paronuzzi <i>et al.</i> (1998)	R	$I = 47.74 * D^{-0.51}$	NE Alps, Italy
34	Zimmermann (1997)	R	$I = 32.00 * D^{-0.70}$	Switzerland
35	Caine (1980)	G	$I = 14.82 * D^{-0.39}$	World
36	Cannon et Gartner (2005)	G	$I = 7.00 * D^{-0.60}$	World
37	Jibson (1989)i	G	$I = 30.53 * D^{-0.57}$	World

Toutes ces lois, semblent montrer des pentes assez semblables, mais des ordonnées à l'origine très différentes (plusieurs ordres de grandeur), ce qui donne une impression de superposition, bien que ces lois ne soient pas définies sur les mêmes gammes de durées. A l'échelle de ces différents massifs, plusieurs lois définies dans des contextes régionaux connus peuvent s'adapter au nuage de points. Les lois définies pour des gammes de durées très étendues ne semblent pas adaptées à des contextes géographiques variables.

La définition d'une enveloppe minimale doit correspondre à un ajustement spécifique au contexte des Alpes du Sud. Une piste envisagée pour la définition d'un seuil régional d'intensité / durée des précipitations à une échelle régionale est l'utilisation de données issues uniquement des Alpes européennes. La projection de données locales, produites

notamment grâce à l'instrumentation du torrent du Réal dans les Alpes-Maritimes, sur le nuage des Alpes permettrait de caractériser les conditions de déclenchement dans les Alpes du Sud par rapport au reste des Alpes européennes. L'exploration de la variabilité régionale des précipitations est possible à partir des données issues de la plateforme RHYTMME. Un retour des utilisateurs de la plateforme sur ce sujet permettrait également de constituer une base de données qui servirait à la production d'un seuil régional.

L'analyse de susceptibilité conduite dans cette thèse couplée avec les facteurs de déclenchement de laves torrentielles permettrait à terme de mettre en pré-alerte les sites fortement soumis à cet aléa lors d'événements pluvieux intenses identifiés sur la plateforme expérimentale développée dans le projet RHYTMME.





## Chapitre 6

# Conclusions générales

A travers cette thèse, différents aspects de la caractérisation de la susceptibilité torrentielle ont été abordés. L'étude étant conduite à l'échelle régionale, les méthodes mises en œuvre relèvent de la géomatique et des statistiques. Les différents volets présentés dans les chapitres principaux (Chapitres 2, 3 et 4) sont développés à la suite d'une synthèse bibliographique présentée en Chapitre 1.

Cette thèse s'intéresse à différents facteurs de prédisposition des phénomènes de laves torrentielles, en particulier aux caractéristiques morphométriques des tronçons et de leur bassin versant et à leur potentiel en matière de fourniture sédimentaire (Figure 1.1). Ces différents facteurs sont pris en compte grâce à des approches méthodologiques et des sources de données variées.

La définition de modèles statistiques robustes fondés sur des travaux bibliographiques précédents a permis de caractériser et de prédire l'activité torrentielle à large échelle. Ces modèles reposent sur la morphométrie des tronçons et de leur bassin versant et rendent possible la discrimination des processus de laves torrentielles et de charriage. Construits à partir de données issues de différents massifs (Alpes françaises, Alpes italiennes, Rocheuses, Alpes du Sud de la Nouvelle-Zélande, etc...), ces modèles pourront être utilisés dans tous les systèmes montagneux, afin d'en caractériser l'activité torrentielle, c'est-à-dire permettre l'identification des torrents présentant des caractéristiques morphométriques témoignant d'une activité de lave torrentielle (actuelle ou passée) ou présentant les attributs morphométriques nécessaires à leur déclenchement (zones sources) ou à leur propagation (plus en aval), en dehors de toute considération événementielle.

Au niveau des zones sources, l'enjeu est de savoir si les facteurs de prédisposition aux laves torrentielles se cumulent ou bien s'annulent. Afin de caractériser le deuxième facteur de prédisposition, c'est-à-dire la fourniture sédimentaire dans le chenal, la disponibilité sédimentaire des versants est cartographiée à partir de l'analyse par télédétection des orthophotographies infrarouges (de résolution 0,5m) de l'IGN©. La méthodologie mise en œuvre a montré de très bons résultats et semble être efficace en comparaison des méthodes courantes de cartographie de l'occupation des sols. La distribution des zones en érosion démontre une forte disparité à l'échelle régionale. Les zones en érosion sont majoritairement

présentes sur les plus hauts massifs (Ecrins, Queyras, Mercantour) de la zone alpine. Cette unité morphostructurale montre une activité érosive plus intense que les unités subalpines et molassiques où les tâches d'érosion sont plus disparates, voire totalement absentes. Cette forte variabilité régionale s'observe également à une échelle plus locale, où parfois deux bassins adjacents peuvent présenter une forte variabilité de l'étendue des zones en érosion, même s'ils appartiennent à un seul et même massif. Cette nouvelle cartographie des zones en érosion, même si la sensibilité à l'érosion des différentes lithologies n'est pas encore prise en compte, donne une première indication régionale de la capacité potentielle des versants à fournir des matériaux. La méthodologie de cartographie développée est ainsi une étape très importante pour la caractérisation de la susceptibilité torrentielle, permettant d'intégrer ce facteur de prédisposition aux laves torrentielles au même titre que la morphométrie des bassins contributeurs.

Les deux facteurs de prédisposition au déclenchement de laves torrentielles que sont la morphométrie et la disponibilité sédimentaire ont ainsi été combinés de manière experte à partir de procédures géomatiques fondées sur des règles de décision. En l'état actuel de l'avancement de ce travail, les deux facteurs n'ont donc pas été intégrés simultanément mais de manière consécutives. Ainsi le potentiel sédimentaire des bassins versants sources vient pondérer la probabilité d'activité de lave torrentielle établie à partir des paramètres morphométriques dans le but de prédire la susceptibilité au déclenchement.

Plus aval, la prédisposition à la propagation de laves torrentielles dépend des caractéristiques morphométriques et est également contrôlée par la susceptibilité torrentielle des biefs situés juste en amont. La susceptibilité à la propagation de laves torrentielles est la résultante de la susceptibilité des biefs amont (eux-mêmes déjà pondérés par les conditions amont de susceptibilité) et de l'aptitude morphométrique du tronçon à propager la lave. L'intégration des deux facteurs de prédisposition permet de pondérer en cascade les différentes classes de susceptibilité aux laves torrentielles, en tout point du réseau. En cela l'approche réseau mise en œuvre est véritablement une avancée pour mieux appréhender ces phénomènes à large échelle.

L'étude de la susceptibilité conduite à partir d'une analyse géomatique montre de très bons résultats dans les Alpes du Sud. La caractérisation morphométrique du réseau hydrographique et la cartographie des zones en érosion ont été validées à partir d'une analyse experte des données. La susceptibilité torrentielle prédite à l'échelle régionale sur l'ensemble du réseau hydrographique dont la taille de bassin versant n'excède pas 40 km<sup>2</sup> (taille maximale de bassin produisant des laves torrentielles observée dans les Alpes du Sud) est elle aussi cohérente avec des observations expertes. Une cinquantaine d'observations de terrain très fiables a permis de montrer que la démarche est valide dans sa globalité, bien que l'on observe quelques cas identifiés comme n'étant pas susceptibles de produire des laves torrentielles, alors qu'ils le sont.

Cette étude conduit à la production de cartes des zones de déclenchement de laves torrentielles et à l'identification de leur zone de propagation potentielle. Ces cartes sont indispensables pour anticiper les phénomènes de laves torrentielles à une échelle régionale,

---

et mettre en évidence les secteurs les plus sensibles aux forçages hydro-météorologiques. Pour faciliter la gestion de l'aléa torrentiel, ces cartes ont été intégrées à une plateforme de services mise en ligne dans le cadre du projet RHYTMME (en collaboration étroite avec l'Irstea et Météo-France). Elles peuvent dans ce cadre être mises en relation avec les aléas de précipitations afin d'identifier les secteurs les plus susceptibles de produire des laves torrentielles lors d'événement de précipitation de forte intensité.

Des améliorations possibles ont été proposées dans le Chapitre 5. Elles concernent la prise en compte des différents facteurs de prédisposition aux laves torrentielles. L'approche choisie pour intégrer consécutivement ces facteurs pose question, notamment en ce qui concerne les contributions relatives de ces différents facteurs dans l'évaluation de la prédisposition au phénomène de lave torrentielle. La connectivité hydro-sédimentaire est un facteur clé pour l'évaluation des apports sédimentaires qu'il serait nécessaire d'évaluer et d'intégrer à notre méthodologie d'évaluation de la susceptibilité torrentielle. Les facteurs de déclenchement des laves torrentielles, c'est-à-dire les conditions hydro-météorologiques, pourraient également figurer parmi les éléments à intégrer à l'avenir pour la caractérisation des phénomènes torrentiels.



## Chapter 7

# Publications and scientific valorization

- ☐ Organization of short internal seminars called « cafés fluviaux » (thematic interdisciplinary meeting) each month between January 2012 and June 2013;
- ☐ Reviewing for Natural Hazard and Earth System Sciences (one in 2012 and one discussion paper in 2013);
- ☐ Abstract submitted in conferences and seminars
  - Bertrand M. et al., GIS-based methods to evaluate morphometric characteristics of small catchments within a debris-flow susceptibility assessment approach at a regional scale. IAG, Paris, 27-31/08/2013
  - Bertrand M. et al., Debris-flow susceptibility and hazard assessment at a regional scale from GIS analysis. AGU, San Francisco, California, USA, 03-07/12/2012
  - Piégay H., A. Alber, B. Belletti, M. Bertrand, S. Dufour, E. Wiederkehr, Characterizing fluvial features at the network-scale, methodological approaches and examples in the Rhône Basin (France). Symp 45 - Ecogeomorphology: A biophysical framework for river science, 4th Ecosummit Conference, Columbus, Ohio, USA, 30/09/2012 - 05/10/2012
  - Bertrand M. et al., Réflexion théorique autour des concepts de continuité et connectivité en géomorphologie fluviale en vue d'une application dans les Alpes du Sud. Séminaire du programme Eaux et Territoires, Chambéry, 06/09/2012
  - Bertrand M. et al., Geomorphic responses of small torrent catchments at a regional scale (Southern French Alps). Interpraevent, Grenoble, 23-26/04/2012
  - Bertrand M. et al., Sensitivity analysis of environmental changes associated with riverscape evolutions following sediment reintroduction: Application to the Drôme River network, France. EGU, Vienne, Autriche, 03-08/04/2011
  - Bertrand M. et al., Torrential susceptibility at a regional scale, Southern Alps (France). EGU, Vienne, Autriche, 03-08/04/2011
- ☐ Scientific posters
  - Bertrand M., Liébault F. & Piégay H., Debris-flow susceptibility of small upland catchments - Discrimination of geomorphic processes in Southern French Alps. Interpraevent, Grenoble, 23-26/04/2012

- Bertrand M. et al., Analyse de sensibilité de la réponse écologique à des changements hydrologique et géomorphologique résultant d'actions de restauration dans le bassin de la Drôme. Fête de la Science, Alex, France, 15/10/2011
- Bertrand M., Liébault F. & Piégay H., Debris-flow susceptibility at a regional scale, Southern Alps (France). EGU, Vienne, Autriche, 03-08/04/2011 et Séminaire TR RIVAGE, Aix-en-Provence, 17-18/05/2011
- Bertrand M. et al., Sensitivity analysis of environmental changes associated with riverscape evolutions at a network scale: Application to the Drôme River basin, France. EGU, Vienne, Autriche, 03-08/04/2011

□ Presentations

- IAG, 27-31/08/2013, GIS-based methods to evaluate morphometric characteristics of small catchments within a debris-flow susceptibility assessment approach at a regional scale
- Séminaire du projet RHYTMME, 17/12/2012, Susceptibilité aux laves torrentielles dans les Alpes du Sud : Aspects méthodologiques et Premiers livrables
- AGU, 03-07/12/2012, Debris-flow susceptibility and hazard assessment at a regional scale from GIS analysis
- Séminaire du programme Eaux et Territoires, 06/09/2012, Continuité et connectivité en géomorphologie
- Atelier de restitution du projet RiskNat, 06-07/06/2012, Susceptibilité torrentielle dans les Alpes du Sud
- Journée des doctorants de l'UMR 5600, 10/11/2011, A nos risques et périls! Les choix méthodologiques pour appréhender les différentes dimensions du risque fluvial
- Séminaire du projet RHYTMME, 23/06/2011, Approches régionales de la susceptibilité torrentielle (Alpes du Sud)
- Séminaire des doctorants en géomorphologie fluviale, 13/05/2011, Approches régionales de la susceptibilité torrentielle (Alpes du Sud)

□ Article in proceedings

- Bertrand M., Liébault F. & Piégay H., 23-26/04/2012, Susceptibility of small upland catchments to debris-flow, Proceedings of Interpraevent, Grenoble

□ Peer-reviewed articles/ book chapters (scientific committee)

- Gregory S., Hulse D., Bertrand M. & Oetter D., 2012, The role of remotely sensed data in future scenario analyses at a regional scale, In: Fluvial Remote Sensing for Science and Management, Carbonneau, P.E. & Piégay, H. (eds), Wiley-Blackwell
- Bertrand M., Liébault F. & Piégay H., 2013, Debris-flow susceptibility of upland catchments, Natural Hazards, Volume 67, Issue 2, pp 497-511
- Bertrand M. et al., 2013, Sensitivity analysis of environmental changes associated with riverscape evolutions following sediment reintroduction: Geomatic approach on the Drôme River network, France, International Journal of River Basin Management, Volume 11, Issue 1

# Références bibliographiques

- Aitkenhead, M. J. et I. H. Aalders (2011). Automating land cover mapping of Scotland using expert system and knowledge integration methods. *Remote Sensing of Environment* 115 (5), p. 1285–1295.
- Alatorre, L. C. et S. Beguería (2009). Identification of eroded areas using remote sensing in a badlands landscape on marls in the central Spanish Pyrenees. *Catena* 76 (3), p. 182–190.
- Alber, Adrien (2012). Etude multi-échelle de la dynamique latérale des tronçons fluviaux — Application au bassin rhodanien. Thèse de doct. Université Lumière Lyon 2.
- Arnaud-Fassetta, G. et M. Fort (2004). La part respective des facteurs hydroclimatiques et anthropiques dans l'évolution récente (1956-2000) de la bande active du Haut Guil, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Méditerranée* 102 (1.2), p. 143–156.
- Arnaud-Fassetta, Gilles *et al.* (2009). Fluvial geomorphology and flood-risk management. English. *Géomorphologie - Relief Processus Environnement* 2 (2), p. 109–128.
- Ashish, D. *et al.* (2009). Land-use classification of multispectral aerial images using artificial neural networks. *International Journal of Remote Sensing* 30 (8), p. 1989–2004.
- Baatz, Martin et A Schäpe (2000). Multiresolution Segmentation : an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 58 (3-4), p. 12–23.
- Bacchini, M. et A. Zannoni (2003). Relations between rainfall and triggering of debris-flow : case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3 (1-2), p. 71–79.
- Badoux, Alexandre *et al.* (2009). A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment : design and performance. *Natural Hazards* 49 (3), p. 517–539.
- Bajard, Manon (2011). *Etude bibliographique des conditions de déclenchement des laves torrentielles en montagne*. Rapp. tech. Saint-Martin-d'Hères : Licence Sciences et Technologie Sciences de la terre et de l'environnement Spécialité Initiation aux Milieux de Montagne.
- Band, Lawrence E. (1986). Topographic Partition of Watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research* 22 (1), p. 15–24.
- Bannari, A. *et al.* (2007). Intégration des variables spectrales et géomorphométriques dans un SIG pour la cartographie des aires exposées à l'érosion. *Revue Télédétection* 7, p. 327–342.
- Barbero, S. *et al.* (2004). Una metodologia per la definizione delle soglie pluviometriche a supporto dell'emissione dell'allertamento. In : *29th Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*. Trento, Italie, p. 7–10.
- Bardou, E. (2002). Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin. Thèse de doct. École polytechnique fédérale de Lausanne.
- Begueria, S. (2006). Identifying erosion areas at basin scale using remote sensing data and GIS : a case study in a geologically complex mountain basin in the Spanish Pyrenees. *International Journal of Remote Sensing* 27 (20), p. 4585–4598.
- Begueria, Santiago (2006). Validation and Evaluation of Predictive Models in Hazard Assessment and Risk Management. *Natural Hazards* 37 (3), p. 315–329.
- Belletti, Barbara (2012). Analyse régionale de la structure et de la dynamique biogéomorphologiques des rivières en tresses du bassin du Rhône. Thèse de doctorat. Université Lyon 3.
- Benda, Lee et Thomas Dunne (1997). Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. *Water Resources Research* 33 (12), p. 2849–2863.
- Bennett, G.L. *et al.* (2013). Patterns and controls of sediment production, transfer and yield in the Illgraben. *Geomorphology* 188, p. 68–82.
- Benz, Ursula C. *et al.* (2004). Multi-resolution, object-oriented fuzzy analysis of remote sensing data for GIS-ready information. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 58 (3-4), p. 239–258.
- Benzer, N. (2010). Using the Geographical Information System and Remote Sensing Techniques for Soil Erosion Assessment.



- Polish Journal of Environmental Studies* 19 (5), p. 881–886.
- Berberoglu, S. *et al.* (2000). The integration of spectral and textural information using neural networks for land cover mapping in the Mediterranean. *Computers & Geosciences* 26 (4), p. 385–396.
- Berti, M. *et al.* (1999). Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology* 29 (3-4), p. 265–274.
- Bertrand, Mélanie *et al.* (2013a). Debris-flow susceptibility of upland catchments. *Natural Hazards* 67 (2), p. 497–511.
- Bertrand, Mélanie *et al.* (2013b). Sensitivity analysis of environmental changes associated with riverscape evolutions following sediment reintroduction : geomatic approach on the Drôme River network, France. *International Journal of River Basin Management* 11 (1), p. 19–32.
- Besson, Liliane (1996). *Les risques naturels en montagne : Traitement-prévention-surveillance*. Editions Artès-Publialp.
- Bigelow, Paul E. *et al.* (2007). On Debris Flows, River Networks, and the Spatial Structure of Channel Morphology. *Forest Science* 53 (2), p. 220–238.
- Blahut, J. *et al.* (2010). Debris flow hazard modelling on medium scale : Valtellina di Tirano, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, p. 2379–2390.
- Blair, Terence C. et John G. McPherson (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. en. *Journal of Sedimentary Research* 64 (3a), p. 450–489.
- Blanchard, Raoul (1920). Régimes hydrauliques et climatiques. Alpes du Sud et ensemble des Alpes françaises. *Revue de géographie alpine* 8 (2), p. 177–223.
- Böhner, J. *et al.* (2006). *SAGA – Analysis and Modelling Applications*. Göttinger Geographische Abhandlungen. T. 115. Göttinger Geographische Abhandlungen.
- Bolley, S. et P. Oliaro (1999). Analisi dei debris flows in alcuni bacini campione dell'Alta Val Susa. *Geoingegneria Ambientale e Mineraria* Marzo, p. 69–74.
- Bonnet-Staub, Isabelle (1998). Mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes françaises - Contribution à la maîtrise du risque. Thèse de doct. Ecole des Mines de Paris.
- Borselli, Lorenzo *et al.* (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape : A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75 (3), p. 268–277.
- Bovis, M.J. et M. Jakob (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, p. 1039–1054.
- Bracken, Louise J. et Jacky Croke (2007). The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes* 21 (13), p. 1749–1763.
- Brayshaw, Drew et Marwan A. Hassan (2009). Debris flow initiation and sediment recharge in gullies. *Geomorphology* 109 (3-4), p. 122–131.
- Brierley, Gary *et al.* (2006). Landscape connectivity : the geographic basis of geomorphic applications. *Area* 38 (2), p. 165–174.
- Burnett, C. et Thomas Blaschke (2003). A multi-scale segmentation/object relationship modelling methodology for landscape analysis. *Ecological Modelling* 168 (3), p. 233–249.
- Caine, N (1980). The rainfall intensity - Duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler Series A-physical Geography* 62 (1-2), p. 23–27.
- Calcaterra, D. *et al.* (2000). The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy. In : *Proc. 8th Int. Symp. on Landslides*. Bromhead E, Dixon N, Ibsen ML, p. 209–214.
- Calvache, Maria L. *et al.* (1997). Controls on fan development – evidence from fan morphometry and sedimentology ; Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology* 21 (1), p. 69–84.
- Cannon, SH et S.D. Ellen (1985). Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay region, California. *California geology* 38 (12), p. 267–272.
- Cannon, SH *et al.* (2001). Wildfire-related debris-flow initiation processes, Storm King Mountain, Colorado. *Geomorphology* 39 (3-4), p. 171–188.
- Cannon, Susan H et Joseph E Gartner (2005). Wildfire-related debris flow from a hazards perspective. In : *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, p. 363–385.
- Carbonneau, P. et H. Piégay (2012). *River Management and Remote Sensing*. J. Wiley et Sons, Chichester, Royaume Uni.
- Carlson, Toby N. et David A. Ripley (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index.

- Remote Sensing of Environment* 62 (3), p. 241–252.
- Carrão, Hugo *et al.* (2008). Contribution of multispectral and multitemporal information from MODIS images to land cover classification. *Remote Sensing of Environment* 112 (3), p. 986–997.
- Carrara, A. *et al.* (2008). Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology* 94 (3), p. 353–378.
- Cavalli, Marco *et al.* (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, p. 31–41.
- Ceriani, M. *et al.* (1992). Rainfall and landslides in the Alpine area of Lombardia Region, central Alps, Italy. In : *International Symposium Interpraevent - Bern / Germany*. Bern, p. 9–20.
- Ceriani, M. *et al.* (2000). Evaluation of hydrogeological hazard on alluvial fans. In : *International Symposium Interpraevent - Villach / Österreich*, p. 213–225.
- Chang, Kang-tsung *et al.* (2008). Analysing the relationship between typhoon-triggered landslides and critical rainfall conditions. *Earth Surface Processes and Landforms* 33 (8), p. 1261–1271.
- Chen, CY *et al.* (2005). Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring. *Environmental Geology* 47 (5), p. 715–724.
- Chen, Hongey *et al.* (2006). Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan. *Geomorphology* 77 (1-2), p. 112–125.
- Chen, N *et al.* (2009). The Critical Rainfall Characteristics for Torrents and Debris Flows in the Wenchuan Earthquake Stricken Area. *Journal of Mountain Science* 6, p. 362–372.
- Chikhaoui, Mohamed *et al.* (2005). A spectral index for land degradation mapping using ASTER data : Application to a semi-arid Mediterranean catchment. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 7 (2), p. 140–153.
- Coe, J.A. *et al.* (2003). Debris Flow Hazards Mitigation : Mechanics, Prediction, and Assessment. In : *Debris Flow Hazards Mitigation : Mechanics, Prediction, and Assessment*. Sous la dir. de D. Rickenmann et C.-L. Chen. Millpress, Rotterdam, The Netherlands. Chap. Estimating debris-flow probability using debris-fan stratigraphy, historic records, and drainage-basin morphology, p. 1085–1096.
- Coe, Jeffrey A. *et al.* (2008). Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology* 96 (3-4), p. 270–297.
- Conoscenti, C. *et al.* (2008). GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology* 94 (3), p. 325–339.
- Corominas, J. *et al.* (2005). Quantitative assessment of the residual risk in a rockfall protected area. *Landslides* 2 (4), p. 343–357.
- Costa, John E. (1984). Developments and Applications of Geomorphology. In : *Developments and Applications of Geomorphology*. Sous la dir. de Dr John E. Costa et Professor Dr P. Jay Fleisher. Springer Berlin Heidelberg. Chap. Physical Geomorphology of Debris Flows, p. 268–317.
- Coulibaly, L. et K. Goïta (2006). Evaluation of the potential of various spectral indices and textural features derived from satellite images for surficial deposits mapping. *International Journal of Remote Sensing* 27 (20), p. 4567–4584.
- Coussot, Philippe (1994). Rhéologie des laves torrentielles. *La Houille Blanche* 3 (3), p. 32–37.
- Crosta, Giovanni B. et Paolo Frattini (2004). Controls on modern alluvial fan processes in the central Alps, northern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (3), p. 267–293.
- Cyr, Linda *et al.* (1995). Vegetation indices derived from remote sensing for an estimation of soil protection against water erosion. *Ecological Modelling* 79 (1-3), p. 277–285.
- D'Agostino, V. et L. Marchi (2001). Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps : data collection and analysis. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C : Solar, Terrestrial & Planetary Science* 26 (9), p. 657–663.
- Dalla Fontana, Giancarlo et L. Marchi (1998). GIS indicators for sediment sources study in Alpine basins. In : *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters, Meran/Merano, Italy*. IAHS Publ.
- Dalla Fontana, Giancarlo et Lorenzo Marchi (2003). Slope area relationships and sediment dynamics in two alpine streams. *Hydrological Processes* 17 (1), p. 73–87.
- Daya Sagar, B. S. *et al.* (2003). Morphological approach to extract ridge and valley connectivity networks from Digital Elevation Models. *International Journal of Remote Sensing* 24 (3), p. 573–581.

- De Asis, A. M. *et al.* (2008). Accuracy and applicability of linear spectral unmixing in delineating potential erosion areas in tropical watersheds. *International Journal of Remote Sensing* 29 (14), p. 4151–4171.
- De Jong, S.M. *et al.* (1999). Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena* 37 (3–4), p. 291–308.
- De Scally, F.A. et I.F. Owens (2004). Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (3), p. 311–322.
- De Scally, F.A. *et al.* (2010). Controls on fan depositional processes in the schist ranges of the Southern Alps, New Zealand, and implications for debris-flow hazard assessment. *Geomorphology* 122 (1), p. 99–116.
- Defrance, D. (2010). *Rapport annuel 2010 sur les événements hydro-climatiques relevés par le service RTM pour le département des Alpes Maritimes (06) dans le cadre du projet RHYTMME*. Rapp. tech. Cemagref.
- (2014). Adaptation et évaluation d'un système d'anticipation de crues éclair sur des bassins de montagne non-jaugés - Valorisation de relevés de dégâts. Thèse de doct. Université Paris 6 - Pierre et Marie Curie.
- Dietrich, W. E. et Thomas Dunne (1978). Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 29, p. 191–206.
- Dietrich, William E. *et al.* (1982). Construction of sediment budgets for drainage basins. In : *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins : Proceedings of the Symposium, Corvallis, Oregon*, p. 5–23.
- Dixon, B. et N. Candade (2008). Multispectral landuse classification using neural networks and support vector machines : one or the other, or both? *International Journal of Remote Sensing* 29 (4), p. 1185–1206.
- Dong, J.-J. *et al.* (2009). The role of the sediment budget in understanding debris flow susceptibility. *Earth Surface Processes and Landforms* 34 (12), p. 1612–1624.
- Drăguț, Lucian et Thomas Blaschke (2006). Automated classification of landform elements using object-based image analysis. *Geomorphology* 81 (3–4), p. 330–344.
- El Tahir, M. El Haj *et al.* (2010). Identification and mapping of soil erosion areas in the Blue Nile, Eastern Sudan using multispectral ASTER and MODIS satellite data and the SRTM elevation model. *Hydrology and Earth System Sciences* 14 (7), p. 1167–1178.
- Eroglu, Habip *et al.* (2010). Using high resolution images and elevation data in classifying erosion risks of bare soil areas in the Hatila Valley Natural Protected Area, Turkey. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 24 (5), p. 699–704.
- Fannin, R.J. et T. P. Rollerson (1993). Debris flows : some physical characteristics and behaviour. *Canadian Geotechnical journal* 30 (1), p. 71–81.
- Floras, Stamatios A. et Ioannis D. Sgouras (1999). Use of geoinformation techniques in identifying and mapping areas of erosion in a hilly landscape of central Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 1 (1), p. 68–77.
- Floris, M. et F. Veneri (2004). Landslide Risk Assessment in Italy : A Case Study in the Umbria-Marche Apennines. In : *Lecture notes in Earth Sciences*. Springer Berlin / Heidelberg, p. 738–744.
- Floris, M. *et al.* (2010). Recent changes in rainfall characteristics and their influence on thresholds for debris flow triggering in the Dolomitic area of Cortina d'Ampezzo, north-eastern Italian Alps. *Natural Hazards And Earth System Sciences* 10 (3), p. 571–580.
- Friedl, M.A. et C.E. Brodley (1997). Decision tree classification of land cover from remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment* 61 (3), p. 399–409.
- Fryirs, K.A. *et al.* (2007). Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 84 (3–4), p. 297–316.
- Fryirs, Kirstie et Gary Brierley (2000). A Geomorphic Approach to the Identification of River Recovery Potential. *Physical Geography* 21 (3), p. 244–277.
- Fuchu, D *et al.* (1999). Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Engineering Geology* 51 (4), p. 279–290.
- Geneletti, D. et B. G. H. Gorte (2003). A method for object-oriented land cover classification combining Landsat TM data and aerial photographs. *International Jour-*

- nal of Remote Sensing* 24 (6), p. 1273–1286.
- General Environment, Nuclear Safety and Civil Protection and European Commission (1993). *CORINE land cover : Technical guide*. Rapp. tech. European Commission.
- Gholoobi, M. *et al.* (2010). Comparing pixel based and object based approaches in land use classification in mountainous areas. In : *Proceeding of the ISPRS Commission VIII Mid-Term Symposium "Networking the World with Remote Sensing"*. Kyoto (Japan), p. 9–12.
- Godt, Jonathan W. et Jeffrey A. Coe (2007). Alpine debris flows triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado. *Geomorphology* 84 (1), p. 80–97.
- Gomez, B. *et al.* (2003). Gully erosion and sediment production : Te Weraroa Stream, New Zealand. *Water Resources Research* 39 (7), p. 1187–1194.
- Gomez-Villar, A. et J. M. Garcia-Ruiz (2000). Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 34 (3-4), p. 127–144.
- Gonçalves, M. L. *et al.* (2008). An unsupervised method of classifying remotely sensed images using Kohonen self-organizing maps and agglomerative hierarchical clustering methods. *International Journal of Remote Sensing* 29 (11), p. 3171–3207.
- Greysukh, V. L. (1967). The possibility of studying landforms by means of digital computers. *Soviet Geography, Review and Translation* 8, p. 137–149.
- Guadagno, FM (1991). Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy). In : *Proc. Int. Conf. on slope stability. Isle of Wight : Thomas Telford*, p. 125–130.
- Guinau, M. *et al.* (2007). GIS-based debris flow source and runout susceptibility assessment from DEM data – a case study in NW Nicaragua. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7 (6), p. 703–716.
- Guthrie, R. H. *et al.* (2010). An examination of controls on debris flow mobility : Evidence from coastal British Columbia. *Geomorphology* 114 (4), p. 601–613.
- Guzzetti, Fausto *et al.* (2008). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows : an update. *Landslides* 5 (1), p. 3–17.
- Haboudane, D *et al.* (2002). Land degradation and erosion risk mapping by fusion of spectrally-based information and digital geomorphometric attributes. *International Journal of Remote Sensing* 23 (18), p. 3795–3820.
- Han, Kyung-Soo *et al.* (2004). A land cover classification product over France at 1 km resolution using SPOT4/VEGETATION data. *Remote Sensing of Environment* 92 (1), p. 52–66.
- Haralick, Robert (1983). Ridge and Valley Detection on digital images. *Computer Vision, Graphics and Image Processing* 22 (1), p. 28–38.
- Harvey, A.M. (1984). Debris Flows and Fluvial Deposits in Spanish Quaternary Alluvial Fans : Implications for Fan Morphology. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* 10, p. 123–132.
- (2001). Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems : implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42 (2-4), p. 225–250.
- (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44 (3-4), p. 175–201.
- Heckmann, Tobias et Wolfgang Schwanghart (2013). Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology* 182, p. 89–103.
- Hochschild, V *et al.* (2003). Delineation of erosion classes in semi-arid southern African grasslands using vegetation indices from optical remote sensing data. *Hydrological Processes* 17 (5), p. 917–928.
- Hong, Yong *et al.* (2005). The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in Shikoku Island, Japan. *Landslides* 2 (2), p. 97–105.
- Hooke, Janet (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems : a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56 (1-2), p. 79–94.
- Horton, P. *et al.* (2008). Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. In : *4th Canadian Conference of Geohazards, Québec, Canada*.
- Huang, C. *et al.* (2002). An assessment of support vector machines for land cover classification. *International Journal of Remote Sensing* 23 (4), p. 725–749.
- Huggel, C. *et al.* (2003). Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts : evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3 (6), p. 647–662.

- Hungr, Oldrich (2008). Simplified models of spreading flow of dry granular material. *Canadian Geotechnical Journal* 45 (8), p. 1156–1168.
- Hungr, Oldrich *et al.* (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience* 7 (3), p. 221–238.
- Hürlimann, Marcel *et al.* (2006). Detailed debris flow hazard assessment in Andorra : A multidisciplinary approach. *Geomorphology* 78 (3-4), p. 359–372.
- IGN<sup>®</sup>, éd. *Descriptif de contenu de la BD ALTI<sup>®</sup>*.
- Iverson, R.M. (1997). The physics of debris flow. *Reviews of Geophysics* 35 (3), p. 245–296.
- Iwahashi, Junko et Richard J. Pike (2007). Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* 86 (3-4), p. 409–440.
- Jackson, L.E.Jr. *et al.* (1987). Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Geological Society of America* 7, p. 115–124.
- Jain, Manoj Kumar et Debjyoti Das (2010). Estimation of Sediment Yield and Areas of Soil Erosion and Deposition for Watershed Prioritization using GIS and Remote Sensing. *Water Resources Management* 24 (10), p. 2091–2112.
- Jain, Vikrant et S.K. Tandon (2010). Conceptual assessment of (dis)connectivity and its application to the Ganga River dispersal system. *Geomorphology* 118 (3-4), p. 349–358.
- Jakob, M. et O. Hungr (2005). *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK.
- Jakob, Matthias (2005). Debris-flow hazard analysis. In : *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Sous la dir. de M. Jakob et O. Hungr. Springer Praxis Books. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK. Chap. Debris-flow Hazards and Related Phenomena, p. 411–443.
- Jan, CD. et C.L. Chen (2005). Debris-flow Hazards and Related Phenomena. In : *Debris flow Hazards and Related Phenomena*. Sous la dir. de Jakob M et Hungr O. Springer Berlin Heidelberg. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK. Chap. Debris flows caused by Typhoon Herb in Taiwan, p. 363–385.
- Jenson, S. K. et J. O. Domingue (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11), p. 1593–1600.
- Jetten, V *et al.* (2003). Erosion models : quality of spatial predictions. *Hydrological Processes* 17 (5), p. 887–900.
- Jibson, RW (1989). Debris flows in southern Puerto Rico. In : *Landslide Processes of the Eastern United States and Puerto Rico*. Geological Society of America. Special paper 236. AP Schultz & RW Jibson, p. 29–55.
- Jiménez-Valverde, A. *et al.* (2009). The effect of prevalence and its interaction with sample size on the reliability of species distribution models. *Community Ecology* 10(2), p. 196–205.
- Johnson, A.M. et J.R. Rodine (1984). Debris flow. In : *Slope instability*. Wiley : Chichester, p. 257–361.
- Johnston, Emily G. et Azriel Rosenfeld (1975). Digital Detection of Pits, Peaks, Ridges, and Ravines. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics* SMC-5 (4), p. 472–480.
- Jomelli, V. *et al.* (2004). Geomorphic variations of debris flows and recent climatic change in the french Alps. *Climatic Change* 64 (1-2), p. 77–102.
- Jomelli, V. *et al.* (2007). Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change* 85 (1), p. 119–137.
- Jordan, P. (2007). *Kemp Creek Fire, Post-Wildfire Risk Analysis*. Rapp. tech. BC Ministry of Forests, Range : Kootenay Lake Forest District, Southern Interior Forest Region, et Southeast Fire Centre.
- Kettig, R. L. et D.A. Landgrebe (1976). Classification of Multispectral Image Data by Extraction and Classification of Homogeneous Objects. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics* 14 (1), p. 19–26.
- King, C. et G. Delpont (1993). Spatial assessment of erosion : Contribution of remote sensing, a review. *Remote Sensing Reviews* 7 (3-4), p. 223–232.
- Kirkby, M. (1978). *Modelling water erosion processes*. School of Geography, University of Leeds.
- Kostaschuk, R.A. *et al.* (1986). Depositional process and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, p. 471–484.
- Kovanen, Dori J. et Olav Slaymaker (2008). The morphometric and stratigraphic framework for estimates of debris flow in-

- cidence in the North Cascades foothills, Washington State, USA. *Geomorphology* 99 (1-4), p. 224–245.
- Krasa, J. *et al.* (2010). Predicting spatial patterns of sediment delivery and impacts of land-use scenarios on sediment transport in Czech catchments. *Land Degradation & Development* 21 (4), p. 367–375.
- Krieger, F. *et al.* (1969). Preprocessing transformations and their effects on multispectral recognition. In : *Proc of 6th Int Symp on Remote Sensing of Environment*. University of Michigan Ann Arbor, p. 97–131.
- Kuemmerle, Tobias *et al.* (2006). Cross-border comparison of land cover and landscape pattern in Eastern Europe using a hybrid classification technique. *Remote Sensing of Environment* 103 (4), p. 449–464.
- Laigle, Dominique (1997). A Two-Dimensional Model for the Study of Debris-Flow Spreading on a Torrent Debris Fan. eng. In : *Debris-Flow Hazards Mitigation : Mechanics, Prediction, and Assessment*. ASCE, p. 123–132.
- Larsen, Isaac J. *et al.* (2006). Geologic versus wildfire controls on hillslope processes and debris flow initiation in the Green River canyons of Dinosaur National Monument. *Geomorphology* 81 (1-2), p. 114–127.
- Larsen, M. C. et A. Simon (1993). A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico. eng. *Geografiska annaler. Series A. Physical geography* 75 (1-2), p. 13–23.
- Lenzi, M.A. (2000). *Detailed report of contractor for first progress meeting Technical report*. Rapp. tech. University of Padova, Department of Land et Agro-forest environments - Water resources division.
- Lenzi, M.A. *et al.* (2011). Long-term monitoring of bed-load and debris flows in two small alpine basins of different morphological settings. In : *Proceedings of the 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation : Mechanics, Prediction and Assessment*.
- Leviandier, Thierry *et al.* (2012). Comparison of statistical algorithms for detecting homogeneous river reaches along a longitudinal continuum. *Geomorphology* 138 (1), p. 130–144.
- Liébault, F. (2003). Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies). Thèse de doct. Université Lumière Lyon 2.
- Liébault, Frédéric *et al.* (2008). *Tributaries and the Management of Main-Stem Geomorphology*. Sous la dir. de S.P. Rice *et al.* John Wiley & Sons, Ltd.
- Liébault, Frédéric *et al.* (2010). Approches géomorphologiques de la production sédimentaire des torrents. *Sciences, eaux & territoires* 2 (2), p. 128–134.
- Liu, Xue-Hua *et al.* (2002). Integration of classification methods for improvement of land-cover map accuracy. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 56 (4), p. 257–268.
- Lobo, A. *et al.* (1998). Fine-scale mapping of a grassland from digitized aerial photography : An approach using image segmentation and discriminant analysis. *International Journal of Remote Sensing* 19 (1), p. 65–84.
- Malet, J.-P. *et al.* (2004). Assessing debris flow hazards associated with slow moving landslides : methodology and numerical analyses. *Landslides* 1 (1), p. 83–90.
- Mambretti, S. (2009). *Uncertainties in Hydraulic Structures Designing and Management : an Overview*. Rapp. tech. DIIAR – Hydraulic Engineering, Politecnico di Milano, Italy.
- Mangeney, A. *et al.* (2010). Erosion and mobility in granular collapse over sloping beds. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* 115 (F3).
- Mao, L. *et al.* (2009). Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. *Journal of Hydrology* 364 (1-2), p. 88–98.
- Marchi, Lorenzo et Sylvie Brochot (2000). Les cônes de déjection torrentiels dans les Alpes françaises, morphométrie et processus de transport solide torrentiel. *Revue de Géographie Alpine* 88 (3), p. 23–38.
- Marchi, Lorenzo et Marco Cavalli (2007). Procedures for the Documentation of Historical Debris Flows : Application to the Chieppena Torrent (Italian Alps). *Environmental Management* 40 (3), p. 493–503.
- Marchi, Lorenzo et Giancarlo Dalla Fontana (2005). GIS morphometric indicators for the analysis of sediment dynamics in mountain basins. *Environmental Geology* 48 (2), p. 218–228.
- Marchi, Lorenzo *et al.* (1993). Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie* 37 (4), p. 447–458.

- Marchi, Lorenzo *et al.* (2002). Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology* 46 (1-2), p. 1–17.
- Marden, Michael *et al.* (2005). Pre- and post-reforestation gully development in Mangatu Forest, East Coast, North Island, New Zealand. *River Research and Applications* 21 (7), p. 757–771.
- Martonne, E. de et W. Kilian (1922). Le terme de Préalpes. *Revue de géographie alpine* 10 (2), p. 311–313.
- Martz, Lawrence W. et Jurgen Garbrecht (1998). The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models. *Hydrological Processes* 12 (6), p. 843–855.
- Martz, Lawrence W. et Eeltje de Jong (1988). CATCH : A FORTRAN program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers & Geosciences* 14 (5), p. 627–640.
- May, Christine (2007). Sediment and Wood Routing in Steep Headwater Streams : An Overview of Geomorphic Processes and their Topographic Signatures. *Forest Science* 53 (2), p. 119–130.
- Mayor, Ángeles G. *et al.* (2008). Measurement of the connectivity of runoff source areas as determined by vegetation pattern and topography : A tool for assessing potential water and soil losses in drylands. *Water Resources Research* 44 (10), p. 1–13.
- Melton, M.A. (1965). The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *The Journal of Geology* 73, p. 1–38.
- Metternicht, G. I. et A. Fermont (1998). Estimating Erosion Surface Features by Linear Mixture Modeling. *Remote Sensing of Environment* 64 (3), p. 254–265.
- Meunier, Maurice (1991). *Éléments d'hydraulique torrentielle*. Etudes du Cemagref 1. Antony : CEMAGREF.
- Meyzenq, Claude (1984). A propos de la limite Alpes du Nord - Alpes du Sud. Limites, pays de marge et organisation spatiale en montagne, évolution des concepts. *Revue de géographie alpine* 72 (2), p. 241–251.
- Miller, Daniel J. et Lee E. Benda (2000). Effects of punctuated sediment supply on valley-floor landforms and sediment transport. *Geological Society of America Bulletin* 112 (12), p. 1814–1824.
- Miller, D.J. et K.M. Burnett (2008). A probabilistic model of debris-flow delivery to stream channels, demonstrated for the Coast Range of Oregon, USA. *Geomorphology* 94 (1), p. 184–205.
- Miller, J. R. *et al.* (2013). Influence of basin connectivity on sediment source, transport, and storage within the Mkabela Basin, South Africa. English. *Hydrology and Earth System Sciences* 17 (2), p. 761–781.
- Miller, Jerry R. *et al.* (2012). Structural organization of process zones in upland watersheds of central Nevada and its influence on basin connectivity, dynamics, and wet meadow complexes. English. *Geomorphology* 139, p. 384–402.
- Montgomery, DR *et al.* (2000). Forest clearing and regional landsliding. *Geology* 28 (4), p. 311–314.
- Morgan, Ken M. et Randolph Nalepa (1982). Application of aerial photographic and computer analysis to the USLE for area-wide erosion studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 37 (6), p. 347–350.
- Morgan, R.P.C. *et al.* (1984). A predictive model for the assessment of soil erosion risk. *Journal of Agricultural Engineering Research* 30, p. 245–253.
- Mosley, M. Paul (1980). Mapping sediment sources in a New Zealand Mountain Watershed. *Environmental Geology* 3 (2), p. 85–95.
- Navratil, Oldrich *et al.* (2013). High-frequency monitoring of debris-flow propagation along the Réal Torrent, Southern French Prealps. *Geomorphology* 201, p. 157–171.
- Nazif, Ahmed M. et M.D. Levine (1984). Low Level Image Segmentation : An Expert System. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 6 (5), p. 555–577.
- Notebaert, Bastiaan et Hervé Piégay (2013). Multi-scale factors controlling the pattern of floodplain width at a network scale : The case of the Rhône basin, France. *Geomorphology* 200, p. 155–171.
- O'brien, Robert M. (2007). A Caution Regarding Rules of Thumb for Variance Inflation Factors. *Quality & Quantity* 41 (5), p. 673–690.
- Okeke, F. et A. Karnieli (2006). Methods for fuzzy classification and accuracy assessment of historical aerial photographs for vegetation change analyses. Part II : Practical application. *International Journal of Remote Sensing* 27 (9), p. 1825–1838.
- Orlandini, Stefano *et al.* (2011). On the prediction of channel heads in a complex al-

- pine terrain using gridded elevation data. *Water Resources Research* 47 (3), p. 1–12.
- Pal, Mahesh et Paul M Mather (2003). An assessment of the effectiveness of decision tree methods for land cover classification. *Remote Sensing of Environment* 86 (4), p. 554–565.
- Pareschi, M.T. *et al.* (2002). Volcaniclastic debris flows in the Clanio Valley (Campania, Italy) : insights for the assessment of hazard potential. *Geomorphology* 43 (3), p. 219–231.
- Paronuzzi, Paolo *et al.* (1998). Eventi meteorici critici e debris flows nei bacini montani del Friuli. *L'Acqua Sezione I/Memorie*, p. 39–50.
- Peucker, Thomas K. et David H. Douglas (1975). Detection of Surface-Specific Points by Local Parallel Processing of Discrete Terrain Elevation Data. *Computer Graphics and Image Processing* 4 (4), p. 375–387.
- Pickup, G. et D.J. Nelson (1984). Use of land-sat radiance parameters to distinguish soil erosion, stability, and deposition in arid Central Australia. *Remote Sensing of Environment* 16 (3), p. 195–209.
- Piégay, Hervé et Stanley A. Schumm (2005). System Approaches in Fluvial Geomorphology. In : *Tools in Fluvial Geomorphology*. Sous la dir. de G.M. Kondolf et Hervé Piégay. John Wiley & Sons, Ltd, p. 103–134.
- Piégay, Hervé *et al.* (2009). Census and typology of braided rivers in the French Alps. *Aquatic Sciences* 71 (3), p. 371–388.
- Prudent-Richard, Guillaume *et al.* (2008). *Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels*. Rapp. tech. ONERC.
- Ray, Richard Godfrey (1960). *Aerial photographs in geologic interpretation and mapping*. U.S. Govt. Print. Off.
- Reid, Simon C. *et al.* (2007). Does hydrological connectivity improve modelling of coarse sediment delivery in upland environments? *Geomorphology* 90 (3–4), p. 263–282.
- Remaître, A. (2006). Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Français. Thèse de doct. Université de Caen.
- Renard, Kenneth G. *et al.* (1991). RUSLE : Revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 46 (1), p. 30–33.
- Rickenmann, D. (1999). Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards* 19 (1), p. 47–77.
- Rickenmann, D et M. Zimmermann (1993). The 1987 debris flows in Switzerland : documentation and analysis. *Geomorphology* 8 (2), p. 175–189.
- Rowbotham, D. *et al.* (2005). The identification of debris torrent basins using morphometric measures derived within a GIS. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 87 (4), p. 527–537.
- Sandercock, P. J. et J. M. Hooke (2011). Vegetation effects on sediment connectivity and processes in an ephemeral channel in SE Spain. *Journal of Arid Environments* 75 (3), p. 239–254.
- Scheidl, Christian et Dieter Rickenmann (2010). Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (2), p. 157–173.
- Schneevoigt, Nora Jennifer *et al.* (2008). Detecting Alpine landforms from remotely sensed imagery. A pilot study in the Bavarian Alps. *Geomorphology* 93 (1–2), p. 104–119.
- Schumm, S. A. (1979). Geomorphic Thresholds : The Concept and Its Applications. *Transactions of the Institute of British Geographers* 4, p. 485–515.
- Schwab, Marco *et al.* (2009). Contrasting sediment flux in Val Lumnezia (Graubünden, Eastern Swiss Alps), and implications for landscape development. *Swiss Journal of Geosciences* 102 (2), p. 211–222.
- Shen, Shaojian (2012). *Comparaison des méthodes de classification supervisée pour la cartographie des zones en érosion*. Master thesis. Université de Paris-Diderot.
- Slaymaker, O. (1988). The distinctive attributes of debris torrents. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques* 33 (6), p. 567–573.
- Sorriso-Valvo, Marino *et al.* (1998). Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy. *Geomorphology* 24 (2–3), p. 169–187.
- Spens, Johan *et al.* (2007). Network connectivity and dispersal barriers : using geographical information system (GIS) tools to predict landscape scale distribution of a key predator (*Esox lucius*) among lakes. *Journal of Applied Ecology* 44 (6), p. 1127–1137.
- Stock, Jonathan D. et William E. Dietrich (2006). Erosion of steepland valleys by de-



- bris flows. *Geological Society of America Bulletin* 118 (9-10), p. 1125–1148.
- Takahashi, T (1981). Estimation of potential debris flows and their hazardous zones : Soft countermeasures for a disaster. *Natural disaster science* 3 (1), p. 57–89.
- Tarboton, D.G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research* 33, p. 309–319.
- Theler, D. *et al.* (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology* 124 (3), p. 113–123.
- Thénard, L. (2009). Torrents et torrentialité dans la vallée de la Guisane. Contribution d'une étude géographique à la gestion durable du risque torrentiel à Serrechevalier (Briançonnais ; Hautes-Alpes ; France). Thèse de doct. Université Lille 1.
- Thommeret, N. *et al.* (2010). Extraction of thalweg networks from DTMs : application to badlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14 (8), p. 1527–1536.
- Torkashvand, A.M. (2010). The possibility in providing soil surface erosion map by the supervised classification of ETM+ satellite images in a mountainous basin (Roodbar sub-basin, Guilan, Iran). *Scientific Research and Essays* 5, p. 343–348.
- Tricart, J (1957). Une lave torrentielle dans les Alpes Autrichiennes. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 8 (11-12), p. 11–12.
- Trustrum, N. A. et P. R. Stephens (1981). Selection of hill-country pasture measurement sites by interpretation of sequential aerial photographs. *New Zealand Journal of Experimental Agriculture* 9 (1), p. 31–34.
- Tunusluoglu, M. C. *et al.* (2008). Extraction of potential debris source areas by logistic regression technique : a case study from Barla, Besparmak and Kapi mountains (NW Taurids, Turkey). *Environmental Geology* 54 (1), p. 9–22.
- Urban, Dean et Timothy Keitt (2001). landscape connectivity : A graph-theoretic perspective. *Ecology* 82 (5), p. 1205–1218.
- Utasse, Marina *et al.* (2013). Assessment of direct and indirect vulnerabilities of transportation networks impacted by debris flows in the French Alps. In : *8th IAG International Conference on Geomorphology*. Paris, France.
- Van Steijn, H *et al.* (1988). Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie* 32 (2), p. 143–161.
- VanDine, D. F. (1985). Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical journal* 22 (1), p. 44–68.
- (1996). *Debris flow control structures for forest engineering*. Rapp. tech. Ministry of Forests Research Program, British Columbia.
- Vigiak, O. *et al.* (2012). Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138 (1), p. 74–88.
- Vrieling, A. *et al.* (2007). Automatic identification of erosion gullies with ASTER imagery in the Brazilian Cerrados. *International Journal of Remote Sensing* 28 (12), p. 2723–2738.
- Wells, Stephen G. et Adrian M. Harvey (1987). Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin* 98 (2), p. 182–198.
- Westrelin, S. *et al.* (2012). *Hydrometeorological risks in Mediterranean mountainous areas, RHYTMME Project : risk management based on a radar network*. Rapp. tech. Toulouse : Meteo France.
- Wieczorek, G. (1987). Debris flows/ avalanches : Process, Recognition and Mitigation. In : *Reviews in Engineering Geology*. Sous la dir. de JE Costa et G. Wieczorek. T. 7. Geological Society of America, p. 83–104.
- Wieczorek, G. F. *et al.* (2000). Debris-flow hazards in the Blue Ridge of central Virginia. *Environmental & Engineering Geoscience* 6 (1), p. 3–23.
- Wiederkehr, E. *et al.* (2010). Physical characterisation of river corridors from orthophotos : challenging issues and first application to the Rhône hydrographic network. In : *Geographic Object-Based Image Analysis*. Ghent, Belgique : International Society for Photogrammetry et Remote Sensing, p. 1682–1777.
- Wilford, D.J. *et al.* (2004). Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* 1 (1), p. 61–66.
- Wilson, John Peter et John C. Gallant (2000). *Terrain Analysis : Principles and Applications*. John Wiley & Sons.
- Wischmeier, W. H. et D. D. Smith (1978). Predicting rainfall erosion losses - a guide

- to conservation planning. English. *Agriculture Handbooks (USA)* 537, p. 62.
- Wood, J.D. (1996). The Geomorphological Characterisation of Digital Elevation Models. Thèse de doct. Leicester.
- Wundram, D. et J. Löffler (2008). High-resolution spatial analysis of mountain landscapes using a low-altitude remote sensing approach. *International Journal of Remote Sensing* 29 (4), p. 961–974.
- Xiaoying, Jin (2009). Segmentation-based image processing system. English US. 20090123070 (Wilmington, DE (US)).
- Xue, Jing-Hao et D. Michael Titterton (2008). Do unbalanced data have a negative effect on LDA ? *Pattern Recognition* 41 (5), p. 1558–1571.
- Yüksel, Alaaddin *et al.* (2008a). Using ASTER Imagery in Land Use/cover Classification of Eastern Mediterranean Landscapes According to CORINE Land Cover Project. *Sensors* 8 (2), p. 1237–1251.
- Yüksel, Alaaddin *et al.* (2008b). Using the Remote Sensing and GIS Technology for Erosion Risk Mapping of Kartalkaya Dam Watershed in Kahramanmaraş, Turkey. *Sensors* 8 (8), p. 4851–4865.
- Zêzere, J. L. *et al.* (2005). Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal) : assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. Anglais. *Natural Hazards and Earth System Science* 5 (3), p. 331–344.
- Zhu, Guobin et Dan G. Blumberg (2002). Classification using ASTER data and SVM algorithms; : The case study of Beer Sheva, Israel. *Remote Sensing of Environment* 80 (2), p. 233–240.
- Zimmermann, Markus (1997). *Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz*. de. Sous la dir. de Markus Zimmermann *et al.* vdf Hochschulverlag AG.



# Liste des tableaux / List of tables

1.1 Données disponibles _____	34
2.1 References used for database compilation of debris-flow and fluvial catchments classified by alpine regions _____	43
2.2 Scores of the local models when used to predict the response of the 620 catchments; Tp: True positive case, Fp: False positive case, Fn: False negative case, Tn: True negative case, (a) and (b) are formulas for lower and upper thresholds of $R$ _____	53
2.3 Scores of the local models and of the two regional models proposed in this study when used to predict the response of the local databases; n: the number of catchments of the local databases used; (a) and (b) are formulas for lower and upper thresholds of $R$ _____	54
3.1 Available data _____	63
3.2 Weighting of each classification outputs _____	68
3.3 Confusion matrix (a, true positives; b, false positives; c, false negatives; d, true negatives) _____	69
3.4 Efficiency of the proposed model _____	72
3.5 Scores from literature review _____	74
4.1 Raw data used _____	86
4.2 Integration of sediment potential and morphometric predisposition for debris flow triggering of low order catchments _____	95
4.3 Integration of sediment potential and morphometric predisposition for debris flow propagation along the HSR _____	98
4.4 Validation dataset (1 show debris flow activity, and 0 not) _____	100
4.5 Main characteristics of the low order reaches _____	101
4.6 Main characteristics of the HSR having a catchment area lower than 40 km <sup>2</sup> _____	108
4.7 Prediction scores of the susceptibility approach _____	114
5.1 Indices morphométriques testés pour évaluer la connectivité hydro-sédimentaire _____	128
5.2 Lois intensité / durée référencées à partir de l'étude bibliographique. Les échelles sont classées L : Locale, R : Régionale et G : Globale _____	136



# Liste des figures / List of figures

1.1 Synthèse des objectifs et de leur organisation dans le manuscrit	13
1.2 Alpes du Sud et limite biogéographique avec les Alpes du Nord	14
1.3 Principales villes du terrain d'étude et leur population	16
1.4 Altitudes et principaux massifs du terrain d'étude	17
1.5 Pentcs du terrain d'étude, en degrés	18
1.6 Etendue des zones englacées lors des dernières grandes glaciations, figure modifiée d'après Fig.1.C) Palaeo-glacial zones (Notebaert et Piégay, 2013)	19
1.7 Unités du secteur d'étude définies par leurs caractéristiques morphostructurales	19
1.8 Caractéristiques climatiques principales	21
1.9 Exemples photographiques des différents styles fluviaux	22
1.10 Distributions des résidus de la relation entre la largeur et la pente normalisées des fonds de vallées. D'après Fig 6. dans Notebaert et Piégay (2013)	23
1.11 Densités de population des communes du secteur étudié	25
1.12 Réseaux routiers et ferrés du secteur étudié	26
1.13 Classification des types de rivières permettant de distinguer la rivière torrentielle du torrent selon des critères hydrauliques et sédimentaires, d'après Besson (1996)	27
1.14 Schéma conceptuel d'un bassin versant torrentiel (dessin de N. Sardat)	28
1.15 Schéma d'une lave torrentielle	29
1.16 Dépôts de laves torrentielles dans le torrent du Réal (06)	32
2.1 Comparison of Melton index and fan or channel slope distributions for each response group; values represented by the box plot, Q are quartiles	47
2.2 Scatter plot of the fan/channel slope ( $S$ ) versus Melton index ( $R$ ) for the 620 catchments classified according to their geographic origin; Distribution of the residuals of the linear regression by region; Comparison scatterplot of fan and channel slope ( $S$ ) versus Melton index ( $R$ ) for the 620 catchments	48
2.3 Comparison of the sensitivity and specificity indicators for the LDA models based on balanced and unbalanced responses; the LR models based on balanced and unbalanced responses	49
2.4 Prediction of the catchments response with the LDA model	50
2.5 Prediction of catchments response with the LR model	51
2.6 ROC curve of the logistic regression unbalanced model prediction	52

## LISTE DES FIGURES / LIST OF FIGURES

---

3.1 Study area and main physiographic units _____	62
3.2 Available remote sensing images and location of the training and validation orthophotos datasets _____	64
3.3 Overview of the general approach _____	65
3.4 Principal Component Analysis (PCA) of the raw variables extracted by the ENVI® feature extraction workflow on orthophotos; Geometric indicators were not considered as discriminating and were not included in this PCA; Group of seven variables chosen from an graphical analysis of the preliminary PCA, used for the Neural Network model implementation _____	67
3.5 Final map of erosion areas _____	70
3.6 Geographic zooms of the erosion areas map _____	71
3.7 Efficiency scores of the individual and combined classification models _____	72
3.8 Local overall accuracy scores on the validation dataset and potential explanatory factors for their spatial distribution _____	76
3.9 Comparison of quality of the raw infrared orthophotos depending on the department _____	77
3.10 Overall accuracy of each of the validation dataset tiles with the Landsat 7 ETM+ classification model taking into account the summer images (x) and the spring images (y); Boxplots of sensitivity and specificity indicators calculated each of the validation dataset tiles with the Landsat 7 ETM+ classification model taking into account the summer images,the spring images and the proposed model _____	78
4.1 General overview of the debris-flow susceptibility assessment approach _____	88
4.2 Raw and corrected hydrographic networks _____	89
4.3 Pre-processing of the DEM: ellipses are data layers and rectangles are the processing steps _____	90
4.4 Example of source units delimitation with location of terminal segments for slope measurement _____	91
4.5 Workflow for catchments delineation _____	91
4.6 Low order catchments manually corrected _____	92
4.7 Catchment delineations based on the 5 m and the 25 m DEMs _____	93
4.8 Method for channel slope calculation _____	94
4.9 Workflow for the definition of homogeneous slope reaches and their morphometric characterization _____	96
4.10 Location of the 50 sites of the validation dataset, according to their process responses _____	99
4.11 Distribution of the main morphometric indicators for the low order reaches _____	102
4.12 Melton numbers of the low order reaches _____	103
4.13 Slopes of the low order reaches _____	104
4.14 Probability of debris-flow activity of the low order reaches _____	105
4.15 Probability of debris-flow activity of the low order reaches, and susceptibility to debris-flow triggering according to the sediment availability _____	106

## LISTE DES FIGURES / LIST OF FIGURES

---

4.16 Susceptibility to debris-flow triggering according to the sediment availability and morphometric characteristics	107
4.17 Distribution of the main morphometric indicators for the HSR	108
4.18 Melton numbers of the HSR	109
4.19 Slopes of the HSR	110
4.20 Probability of debris-flow activity according to the morphometric indicators	111
4.21 Probability of debris-flow activity of the HSR	112
4.22 Probability of debris-flow activity of the HSR, and susceptibility to debris-flow propagation according to upstream susceptibility	113
4.23 Susceptibility to debris-flow propagation according to the upstream susceptibility	114
4.24 Flow direction calculation methods	116
4.25 Graphical example of susceptibility map on the web interface	118
5.1 Perspectives et leur insertion dans ce travail de thèse	120
5.2 Cumul des surfaces en érosion en km <sup>2</sup>	124
5.3 Relation entre la largeur de bande active et la surface de bassin versant pour des bassins torrentiels des Alpes du Sud (mesures sur orthophotos)	125
5.4 Proportion des surfaces en érosion dans les bassins versants	126
5.5 Relation entre la largeur normalisée de bande active et la proportion de surfaces en érosion par bassin versant ; les cercles proportionnels représentent la pente de la section aval des tronçons, en degrés	127
5.6 Méthodologie géomatique d'extraction des indicateurs topographiques utilisés pour la caractérisation de la connectivité sédimentaire	129
5.7 Coefficients de détermination des relations entre la surface en érosion connectée (plusieurs indicateurs et niveaux scalaires) et la largeur des bandes actives, pour des bassins torrentiels des Alpes du Sud	130
5.8 Distribution de toutes les valeurs $I / D$ pour les événements recensés dans la bibliographie étudiée, quelle que soient leur nature et la région étudiée	133
5.9 Distribution des valeurs $I / D$ pour les événements de crues et de laves torrentielles recensés dans la bibliographie, quelle que soit la région étudiée	134
5.10 Distribution des valeurs $I / D$ pour les événements de crues et de laves torrentielles superposées aux lois de déclenchement recensées dans la littérature	135



## Résumé

---

L'objectif de cette thèse est de produire une méthodologie de restitution spatiale de la susceptibilité torrentielle à une échelle régionale. Les méthodes géomatiques et statistiques mises en œuvre visent à intégrer différents facteurs de prédisposition au phénomène de laves torrentielles, en particulier les caractéristiques morphométriques des tronçons et de leur bassin versant et leur potentiel de fourniture sédimentaire.

La définition de modèles statistiques robustes a permis de prédire l'activité torrentielle à partir de la morphométrie des tronçons et de leur bassin versant, et permettent la discrimination des processus de laves torrentielles et de charriage.

Au niveau des zones sources, le second facteur de prédisposition qu'est la disponibilité sédimentaire, est cartographié à partir de l'analyse des orthophotographies infrarouges de l'IGN©, puis est combiné à la susceptibilité morphométrique dans un SIG de manière experte. Ainsi, le potentiel sédimentaire des bassins versants sources vient pondérer la probabilité d'activité de lave torrentielle établie à partir du potentiel morphométrique dans le but de prédire la susceptibilité au déclenchement. Plus aval, la prédisposition à la propagation de laves torrentielles dépend des caractéristiques morphométriques et est également contrôlée par la susceptibilité torrentielle des biefs situés juste en amont (approche réseau). L'application de la démarche dans les Alpes du Sud a été validée avec 50 observations expertes.

Cette thèse a conduit à la production des cartes des zones de déclenchement de laves torrentielles, et à l'identification de leur zone de propagation potentielle, intégrées à une plateforme de services (projet RHYTMME, Irstea et Météo-France). Elles peuvent être superposées avec les aléas de précipitations pour identifier les secteurs susceptibles à l'activité de laves torrentielles lors d'événements de précipitations de forte intensité.

**Mots clés :** Alpes du Sud · Laves torrentielles · Morphométrie · Statistique · Susceptibilité · Système d'Information Géographique · Télédétection · Zones en érosion

## Abstract

---

The main objective of this thesis is to produce a methodology spatially characterizing the debris flow susceptibility at a regional scale. The methods used are based on geomatic and statistic fields and aim at integrating the predisposing factors to debris flow activity, especially the morphometry and the sediment availability potential.

Robust statistical models allowed to predict the debris flow activity based on the morphometry of the reaches and their catchments in order to discriminate the bedload transport from the debris flow processes.

In source areas, the second predisposing factor, i.e. the sediment availability, was first mapped thanks to the analysis of infrared orthophotos (IGN©) and then expertly combined with the morphometric susceptibility within a GIS. The sediment availability potential of upland catchment consequently weights the probability of debris flow activity (firstly established from the morphometric characteristics) in order to predict the susceptibility to debris-flow triggering. More downstream, the predisposition to debris flow propagation depends on morphometric characteristics and is also controlled by the debris flow susceptibility of the upstream reaches. In the Southern French Alps, the entire approach has been validated with 50 expert observations.

This work led to the production of new maps of debris flow triggering and propagation, already integrated on a service platform (RHYTMME project, Irstea and Météo-France). They can be superimposed on maps of precipitation hazard during intense events in order to identify the reaches susceptible to debris flow activity.

**Keywords:** Southern French Alps · Debris flows · Morphometry · Statistiques · Susceptibility · Geographical Information System · Remote sensing · Erosion patches